



Etude pétrophysique et modélisation des effets des transferts thermiques entre roche et fluide dans le contexte géothermique de Soultz-sous-Forêts.

Michel Rosener

► To cite this version:

Michel Rosener. Etude pétrophysique et modélisation des effets des transferts thermiques entre roche et fluide dans le contexte géothermique de Soultz-sous-Forêts.. Géologie appliquée. Université Louis Pasteur - Strasbourg I, 2007. Français. NNT: . tel-00202959

HAL Id: tel-00202959

<https://theses.hal.science/tel-00202959>

Submitted on 8 Jan 2008

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THESE

Présentée pour l'obtention du grade de
Docteur de l'Université Louis Pasteur de Strasbourg
Mention Sciences de la Terre et de l'Univers

Etude pétrophysique et modélisation des effets des
transferts thermiques entre roche et fluide dans le
contexte géothermique de Soultz-sous-Forêts.

par

Michel Rosener

Soutenue le 14 juin 2007 devant le jury composé de :

M. C. Clauser	Professeur RWTH, Univ. Aachen	Examineur
M. B. Fritz	Directeur de recherche CNRS, Strasbourg	Co-directeur
M. A. Gérard	Ingénieur GEIE-EMC, Soultz-sous-Forêts	Invité
M. Y. Géraud	Maître de conférence ULP, Strasbourg	Co-directeur
M. P. Laplaige	Ingénieur ADEME, Valbonne	Invité
M. J.-L. Potdevin	Professeur UST, Lille	Rapporteur externe
M. K. Schulman	Professeur ULP, Strasbourg	Rapporteur interne
Mme. M. Zamora	Professeur IPGP, Paris	Rapporteur externe

Non, pas de dédicace !

Je ne suis pas certain.
Réagir dans la précipitation,
Disons que ce ne serait pas très raisonnable.

Peut être la prochaine fois,
Rien n'empêche d'y croire...

*Vous tendez une allumette à votre lampe, et ce qui
s'allume n'éclaire pas. C'est loin, très loin de vous,
que le cercle s'illumine.*

René Char

Sommaire

Remerciements	9
Chapitre I : Introduction	11
Chapitre II : Techniques de mesure et modèles numériques	19
Chapitre III : Cadre géologique et échantillonnage	43
Chapitre IV : Essais de modélisation de la structure microscopique du réseau poreux	53
Chapitre V : Etude de l'évolution de la structure microscopique du réseau poreux avec l'altération de la matrice de la zone endommagée	65
Chapitre VI : Etude de la structure macroscopique du réseau poreux dans une zone de faille	79
Chapitre VII : Modélisation des circulations fluides dans une zone de faille avec prise en compte de la zone endommagée	93
Chapitre VIII : Conclusions générales	109
Bibliographie	113
Chapitre IX : Valorisation des compétences	123
Annexes	131
Liste des figures	195
Liste des tableaux	199
Table des matières	201
Résumé / Abstract	206

Remerciements

Le travail de thèse présenté à travers ce document a été réalisé à l'Ecole et Observatoire de Sciences de la Terre de L'université Louis Pasteur, Strasbourg, et en partenariat avec le GEIE-EMC de Soultz-sous-Forêts. De nombreuses personnes ont contribué à sa réalisation et je tiens à les en remercier ici.

En premier lieu, mes pensées vont à mes directeurs de thèse, Yves Géraud et Bertrand Fritz, pour l'aide et le soutien qu'ils ont su apporter depuis la mise en place du projet et la demande de financement jusqu'à la soutenance. Leur complémentarité dans l'encadrement et leur expérience dans la gestion du stress a été d'un grand secours.

Je remercie également chaleureusement les membres de mon jury, C. Clauser, A. Gérard, P. Laplaige, J.-L. Potdevin, K. Schulman, et M. Zamora, pour l'attention qu'ils ont bien voulu porter à ce travail, et pour les discussions enrichissantes qui ont suivies.

Ce travail n'aurait pas vu le jour sans les financements attribués par l'ADEME et la Région Alsace. A travers la mise à disposition des locaux et du matériel de mesure, l'EOST, et plus particulièrement le laboratoire de physique des roches ont également été un soutien majeur. Les personnels de ces différentes entités, ainsi que J. Fischbach et B. Kieffer, nos fabuleuses documentalistes, trouveront ici les remerciements qu'ils méritent.

Lors des périodes de mesure systématique, la main d'œuvre étudiante a été d'un grand secours : la « team granite » (Simon et Joachim), David, Seb et Charlotte ont su être d'une efficacité remarquable.

Parmi mes nombreux collègues, je tiens à remercier tout particulièrement Danièle Grosheny, Philippe Durringer, Nico, Julia, Armelle, Sofi et Laurence pour les oreilles attentives. Christine, Juju, Delphine, Lionel, Momo et Mathieu pourront également trouver en ces lignes toute ma gratitude pour la bonne humeur, les coups de main et le partage de l'expérience.

Enfin, je réserve une mention toute spéciale à Thom pour les quelques 150 litres de bière brassés dans une cave de la rue des jardiniers, les bonnes bouffes et les dépannages d'oreiller ; Doudou et Anso pour l'écoute, les câlins et les clés quand c'était nécessaire ; Pinar pour les évasions gastronomiques ; Catherine et Seb pour leur soutien.

Merci à tous !

CHAPITRE I

Introduction

Dans le cadre général de l'exploitation des sources d'énergies renouvelables, et plus particulièrement de la géothermie de haute énergie (Exploitation Minière de la Chaleur), ce travail de thèse aborde la modélisation des transferts de chaleur et de matière à l'échelle de la zone de faille, et propose de tester l'influence de la zone endommagée dans un tel contexte.

I.1 Cadre énergétique et environnemental

La croissance spectaculaire de la population mondiale dans le courant du siècle dernier, le développement industriel et l'accélération de l'urbanisation se traduisent par une demande d'énergie en forte expansion. La planète comptera près de 8 milliards d'habitants en 2030, augmentation largement liée à la poussée démographique des pays en voie de développement, et les besoins en énergie, qui ont déjà doublé ces 30 dernières années, ne cesseront pas d'augmenter.

D'un autre côté, selon les experts climatiques, il est urgent de combattre le développement de l'effet de serre qui, en contribuant au réchauffement excessif de la planète, menace son équilibre écologique. La diversification des sources d'énergie et le développement de sources d'énergies renouvelables et non polluantes constituent donc aussi bien un enjeu économique qu'écologique.

I.1.1 Sources d'énergies non renouvelables

Près de 87 % de la production mondiale d'énergie sont assurés par des combustibles non renouvelables. Les principaux sont le pétrole, le charbon, et le gaz naturel (les combustibles fossiles) ainsi que les combustibles nucléaires. Toutes ces sources d'énergie ont d'une part un volume limité, et génèrent d'autre part une quantité de déchets dont l'impact sur l'environnement n'est pas négligeable (augmentation de l'effet de serre, risques liés aux déchets radioactifs). En 2003, les émissions de CO₂, dont les principales sources sont les combustibles fossiles, se sont élevées à près de 25000 millions de tonnes. Les volumes de CO₂ libérés dans l'atmosphère depuis le début de l'ère industrielle, ainsi que la quantité de

déchets radioactifs générés au cours des dernières décennies posent désormais la question de leur stockage et de leur gestion afin de limiter au maximum les impacts environnementaux. Dans les années à venir, il faudra non seulement limiter la production de ces déchets, mais également gérer ceux produits jusqu'alors.

I.1.2 Sources d'énergies renouvelables

Du fait de la demande croissante en énergie à l'échelle mondiale, de l'augmentation du prix du pétrole, et des problèmes environnementaux actuels, les sources d'énergie tendent à se diversifier, et les énergies renouvelables suscitent un intérêt croissant. A l'heure actuelle, ces dernières représentent moins de 15 % de la production mondiale. Néanmoins, des avancées technologiques constantes leur assurent un développement continu, et concernent aussi bien l'exploitation des énergies de surface que celle de la chaleur interne de la Terre.

I.1.2.a Énergies de surface

La surface du globe constitue dans son ensemble un gigantesque système thermique et mécanique dont les cycles sont principalement alimentés par le soleil et la lune. En utilisant les technologies appropriées, il est donc possible d'exploiter ces différentes sources d'énergie. Les principaux phénomènes concernés sont les mouvements de masse d'air et les marées, du fait des forces qu'ils génèrent, ainsi que le cycle de l'eau, à travers l'énergie potentielle qu'il stocke. Il faut également y ajouter les possibilités d'exploitation de la biomasse en tant que combustible.

Enfin, certaines sources d'énergie renouvelable se présentent davantage sous forme de flux : c'est le cas du rayonnement solaire, qui peut être exploité directement à travers des dispositifs photovoltaïques ou thermiques, c'est également celui des déchets liés à la consommation, qui constituent une source de combustible.

I.1.2.b Géothermie

On pourrait dire de la géothermie qu'il s'agit de la technique qui consiste à puiser dans le sol ou dans les roches les calories qui y sont contenues. Cette chaleur provient principalement de la radioactivité naturelle des roches et se propage soit par conduction dans la roche, soit par convection via des fluides ou des matériaux visqueux (Westphal et al. 2003).

Plus en détail, deux types d'exploitation géothermique sont couramment discernés : la géothermie de basse énergie et la géothermie de haute énergie. La première concerne les habitations individuelles, les collectivités, ainsi que les sites industriels ou thermaux et se limite à l'utilisation directe de la chaleur. Selon la profondeur d'exploitation (de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres) et suivant la température du site, l'exploitation peut se faire via une pompe à chaleur et un fluide caloporteur (température inférieure à 30 °C), ou directement par circulation des fluides captés dans les réseaux de distribution de chaleur (températures comprises entre 30 et 100 °C). Certaines activités industrielles peuvent également nécessiter des températures comprises entre 100 et 150 °C (évaporation, séchage, distillation).

D'un autre côté, la géothermie de haute énergie vise l'exploitation d'aquifères d'une température supérieure à 150 °C à des fins mécaniques ou électriques. Parmi les sites actifs les plus connus, on trouve le champ géothermique des Geysers en Californie, le complexe de Larderello en Italie qui couvre aujourd'hui près de 30 % des besoins électriques de la Toscane (source BRGM, Géorama n° 12, juin 2004), la centrale géothermique de Bouillante en Guadeloupe qui génère 10 % des besoins électriques de l'île, ainsi que les nombreux complexes géothermiques Islandais dont trois centrales qui assurent 17, 2 % de la production électrique du pays (Arnórsson 1995a,b ; Bertani 2005).

I.1.3 Production énergétique et objectifs

I.1.3.a A l'échelle mondiale

Depuis 1970, la production mondiale d'énergie a doublé. En 2003, elle s'élevait à 10723 Mtep (millions de tonnes équivalents pétrole) dont 80,3 % étaient assurés par les combustibles fossiles, 6,4 % par les combustibles nucléaires et 13,3 % par des sources d'énergies renouvelables (fig. I.1, source IEA, International Energy Agency, <http://www.iea.org/statist/index.html>).

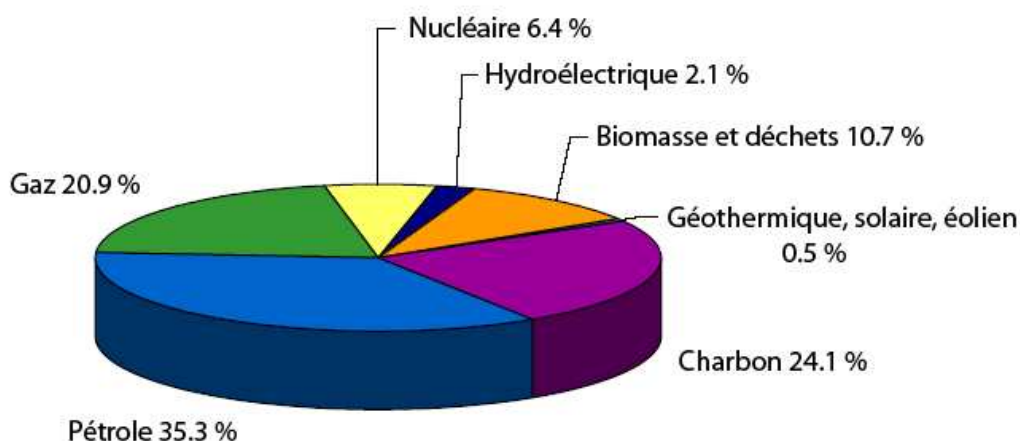


Figure I.1 : Répartition de la production énergétique mondiale en 2003 d'après l'IEA.

En ce qui concerne la production mondiale d'électricité, les données fournies par l'IEA indiquent plus de 16 MWh (millions de gigawatts heure) pour l'année 2003 contre 6 MWh 30 ans plus tôt. 66 % de cette production avaient pour origine des combustibles fossiles, 15,8 % des combustibles nucléaires et 18,2 % des sources d'énergies renouvelables (dont 93,4 % n'émettaient pas de rejets atmosphériques).

Entrée en vigueur le 21 mars 1994, la Convention Cadre de Nations Unies sur le Changement Climatique a permis d'aboutir au Protocole de Kyoto qui vise principalement la réduction des émissions de gaz à effet de serre (d'ici 2012, réduction globale de 5,2 % par rapport à 1990). Ouvert à ratification le 16 mars 1998, ce dernier est entré en vigueur en février 2005. A ce jour, 156 pays ont modifié leur politique en matière d'environnement, à l'exception toutefois des Etats-Unis et de l'Australie. Le développement à grande échelle des sources d'énergie renouvelable constitue donc, à ce niveau, un atout majeur.

I.1.3.b A l'échelle européenne

A l'échelle européenne, toujours selon l'IEA, la production totale d'électricité en 2003 s'élevait à 3,1 MWh, répartis de la manière suivante : 54,7 % avaient pour origine des combustibles fossiles, 31,2 % des combustibles nucléaires et 14,1 % des sources d'énergie renouvelable (dont 85,5 % n'émettaient pas de rejets atmosphériques). Selon la directive européenne 2001/77/CE, d'ici 2010, la part des sources d'énergie renouvelable dans la consommation totale d'énergie dans l'UE devra être portée à 12 % contre 6 % en 2003. Cela reviendra notamment à porter à 22 % la part d'électricité produite à partir de sources d'énergie renouvelable.

I.2 Exploitation minière de la chaleur

I.2.1 Principe

Le principe EGS (Enhanced Geothermal System = système géothermique contrôlé), qui a remplacé le concept de roche chaude sèche (HDR = Hot Dry Rock) longtemps utilisé, vise à extraire la chaleur contenue dans les roches profondes (entre 3000 et 6000 mètres) par une circulation d'eau à travers un échangeur thermique naturel de grande capacité (source GEIE-EMC, <http://www.soultz.net>). La création de cet échangeur se fait par l'activation hydraulique des failles et fractures héritées de l'histoire géologique du milieu (fig. I.2). Ce type de projet nécessite toutefois des conditions de site particulières : le massif rocheux accueillant l'échangeur doit être suffisamment fracturé et présenter une activité hydrothermale pour que le gradient géothermique y soit éventuellement supérieur à la normale.

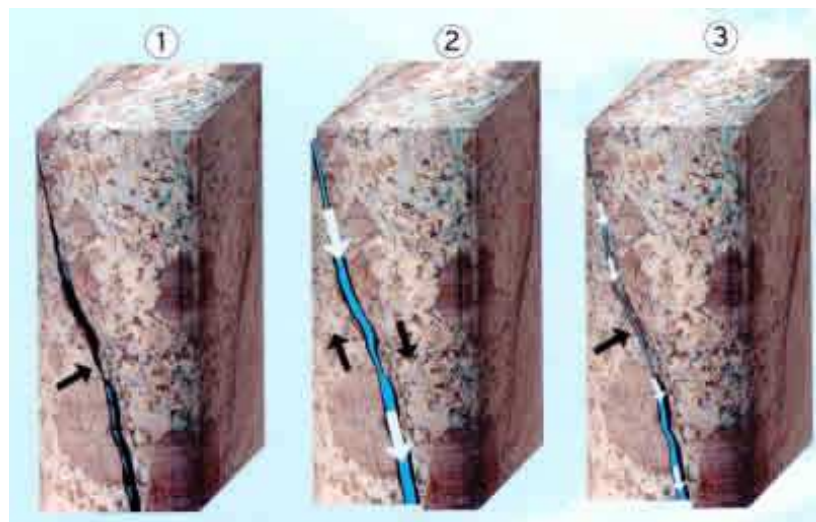


Figure I.2 : Principe de l'EGS - la stimulation hydraulique des failles et fractures existantes
(source GEIE-EMC, <http://www.soultz.net>).

En théorie, si on refroidit linéairement de 20 °C un volume de roche d'environ 1 km³, il est possible de générer 10 MW électriques pendant 20 ans, ce qui correspond à la consommation

électrique de 10000 habitants, ou encore à 1,3 millions de tonnes équivalents pétrole (source GEIE-EMC, <http://www.soultz.net>).

I.2.2 Le site pilote de Soultz-sous-Forêts

I.2.2.a Historique

Le projet est né d'un accord de coopération franco-allemand signé en 1987, suite à des travaux préliminaires menés par le BRGM avec le soutien de l'ADEME pour la France et par le Geologisches Landesamt du Bade-Wurtemberg pour l'Allemagne (source GEIE-EMC, http://www.soultz.net/fr/rapports/Resume_geothermie_Soultz.pdf). Ces travaux montraient notamment que le gradient géothermique dans la couche sédimentaire est l'un des plus forts d'Europe occidentale (jusqu'à 105 °C/km). De plus, les antécédents pétroliers de la région avaient généré de nombreux forages donnant une idée précise de la géologie jusqu'à une profondeur de 2000 mètres environ.

Une première décennie de travaux a donc vu la réalisation de deux puits à plus de 3,5 km de profondeur et espacés de 600 m (GPK1 et GPK2), et une exploration détaillée jusqu'à 2250 mètres par carottage continu du puits EPS1. En 1997, un premier test de circulation d'une durée de 4 mois a été effectué entre les deux puits, à un débit de 25 l.s⁻¹ (Gérard et al. 1998). Ce succès a permis la poursuite des travaux, et la décision a été prise de tenter d'exploiter un réservoir géothermique à une profondeur de 5 km, dans un milieu affichant une température d'environ 200 °C, le gradient géothermique retrouvant une progression normale (30 °C/km) sous la couche sédimentaire.

I.2.2.b Principaux résultats et situation actuelle

Les dix dernières années ont vu la réalisation de la partie souterraine du pilote de production. Elle comprenait, dans un premier temps, l'approfondissement du puits GPK2 jusqu'à une profondeur de 5000 m ainsi que la stimulation du réservoir à proximité de ce puits. Par la suite les puits GPK3 et GPK4 ont été forés jusqu'à une profondeur identique, et stimulés afin de les connecter entre eux et de générer l'échangeur géothermique (fig. I.3). Des essais de circulation et des tests de traçage chimique ont également été pratiqués. En 2005, un test de circulation de plus de 5 mois a eu lieu : la production se faisait uniquement par thermosiphon (c.-à-d. sans pompe de production), et s'élevait à un total de 15 l.s⁻¹ avec une température comprise entre 120°C et 160°C.

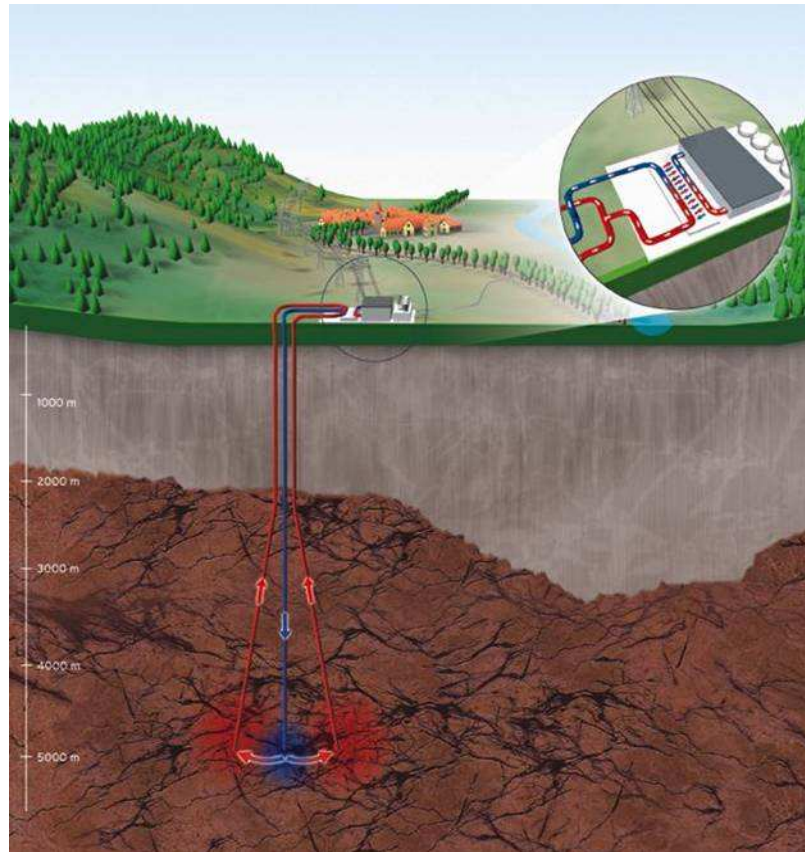


Figure I.3 : Schéma du site géothermique de Soultz-sous-Forêts.

I.2.2.c Objectifs

Désormais, l'échangeur thermique de Soultz-sous-Forêts est opérationnel. Les tests de circulation réalisés au cours des dernières années ont permis de valider la poursuite du projet. Au niveau du réservoir, il reste néanmoins à améliorer l'injectivité afin d'augmenter les débits sans pour autant atteindre des pressions d'injection supérieures à celles pratiquées jusqu'alors, des événements sismiques mineurs (magnitude $< 3,1$ sur l'échelle de Richter) pouvant intervenir lors du relâchement de pressions trop élevées (Baria et al. 2005).

En surface, le développement et la mise en place d'un site de production d'électricité sont en cours. Les premiers objectifs visent la production de 1,5 MWe, pour ensuite passer à un module de 4,5 à 6 MWe ; le projet économique final d'unités géothermiques industrielles est basé sur des modules de 20 à 30 MWe.

I.3 Problématique

I.3.1 Nécessité de la compréhension de la géométrie du réservoir

Au-delà du projet pilote de Soultz-sous-Forêts, c'est l'exploitation minière de la chaleur à l'échelle industrielle qui est visée ; l'estimation des conditions d'exploitation, de la

productivité, de la rentabilité et de la durée de vie du système est donc incontournable. Les échanges de chaleur se faisant au sein du réservoir, seule une connaissance poussée de sa géométrie et de ses propriétés physiques (mais également chimique) produira les meilleures estimations.

A partir du carottage continu d'EPS1, de nombreuses données ont pu être récoltées, tant du point de vue de la géologie structurale (Ledéret et al. 1993 ; Dezayes et al. 1995 ; Genter et al. 1995 ; Genter and Traineau 1996 ; Genter et al. 1997 ; Sardini et al. 1997 ; Sausse 2000), que de la pétrographie et des faciès d'altération (Genter 1990 ; Traineau et al. 1991 ; Genter and Traineau 1992 ; Jacquemont 2002 ; Surma 2003). Les différentes campagnes de sondage menées dans GPK1, GPK2 et GPK3 ont également fourni quantité de données géophysiques sur les propriétés du réservoir dans le voisinage immédiat des puits (Desayes et al. 2003 ; Desayes et al. 2005). Enfin, le réseau de surveillance sismique mis en place autour du site a permis de générer une carte 3D de sismicité, permettant de visualiser la géométrie du réservoir connecté incluant l'échangeur géothermique (Evans et al. 2005 ; Cuenot et al. 2005). Tout ou partie de ces informations ont été prises en compte lors de l'élaboration de la géométrie des modèles numériques représentant le réservoir exploité (Baujard 2005 ; Bruel and Baujard 2005 ; Billaux and Gentier 1990 ; Portier et al. 2007).

I.3.2 La zone de faille comme élément de base

La connexion entre le puits d'injection et les puits de production étant assurée par le réseau de failles et de fractures, la zone de faille apparaît comme un des éléments de base du système. Caine et al. (1996) proposent un modèle de zone de faille incluant un plan majeur de déformation, bordé par une zone endommagée s'étendant de part et d'autre de ce plan. Les modèles numériques de l'échangeur géothermique de Soultz-sous-Forêts ne tiennent pas compte de cette zone endommagée qui, de par ses propriétés physiques, présente pourtant des capacités de stockage et des surfaces d'échange supérieures à n'importe quelle autre partie de la zone de faille (Aharonov et al. 1997 ; Sibson 2003).

Ce travail de thèse propose donc une étude des propriétés pétrophysiques de la zone endommagée ainsi qu'une modélisation des transferts de matière et d'énergie dans une zone de faille soumise à un régime d'exploitation thermique. L'impact de la prise en compte de cette zone endommagée en terme de transfert de chaleur et/ou de matière pourra ainsi être mis en évidence.

I.4 Démarche adoptée

La méthode de travail adoptée se divise en deux pôles majeurs : d'un côté une partie analytique, basée sur des mesures physiques, et de l'autre, une partie numérique s'appuyant sur les résultats d'analyse et la littérature. Les différentes techniques de mesure et les modèles numériques utilisés sont présentés dans le chapitre II. Une synthèse géologique concernant l'échangeur géothermique de Soultz-sous-Forêts, ainsi que la description des différents faciès qui ont servi de support à cette étude sont disponibles dans le chapitre III.

I.4.1 Approche pétrophysique

L'étude des propriétés physiques de la zone endommagée a été réalisée aussi bien à l'échelle microscopique que macroscopique. Dans une première phase d'observation et de mesure, incluant de la porosimétrie par injection de mercure, des essais de modélisation de la microporosité des roches ont été réalisés (voir chapitre IV). Par la suite un complément de mesures pétrophysiques (porosimétrie mercure, mesure de surface spécifique, perméamétrie), réalisées sur une série d'échantillons présentant des états d'altération variables, a apporté les informations nécessaires à la compréhension de l'évolution de la géométrie du réseau poreux avec l'altération (voir chapitre V).

La seconde phase s'est poursuivie à l'échelle macroscopique et s'est appuyée principalement sur des mesures de conductivité thermique pour comprendre la distribution de la porosité à cette échelle, notamment au niveau des fractures et des failles (voir chapitre VI).

I.4.2 Approche numérique

Un premier modèle géométrique a été exploité en vue de reconstituer une maille élémentaire de la structure microscopique du réseau poreux. Les calculs étaient basés sur les seules courbes de porosimétrie par injection de mercure, et la perméabilité estimée par le modèle a pu être confrontée aux valeurs mesurées lors de l'étude pétrophysique (voir chapitre IV).

En guise de synthèse, un modèle numérique traitant des problèmes Thermo-Hydro-Mécaniques dans les milieux géologiques a été utilisé. Les différentes propriétés physiques et géométriques observées dans la partie analytique ont été intégrées dans ce modèle, afin d'observer l'importance de la prise en compte de la zone endommagée dans l'estimation des transferts de matière et de chaleur (voir chapitre VII).

CHAPITRE II

Techniques de mesure et modèles numériques

L'étude des transferts de chaleur et de matière dans les zones de faille a nécessité la caractérisation des propriétés physiques de la zone endommagée, aussi bien pour apporter les données nécessaires au fonctionnement des modèles numériques, que pour obtenir des informations sur leurs variations dans l'espace et dans le temps (avec l'altération notamment). Ce chapitre présente les différentes techniques de mesures pétrophysiques, ainsi que les différents modèles numériques exploités au cours de ce travail de thèse.

II.1 Porosité

L'étude de la porosité, et la recherche d'informations sur sa géométrie, constituent une première étape incontournable pour la compréhension et la modélisation des transferts de fluides. Suivant son volume, son architecture et sa complexité géométrique, ses capacités de stockage et de transfert varient, influant d'autant sur les échanges de matière et de chaleur entre roche et fluide. À l'aide de différentes techniques de mesures complémentaires, il est possible d'obtenir des informations sur cette géométrie, et de les confronter par la suite aux autres propriétés étudiées.

II.1.1 Définition de la porosité

La porosité est la fraction de vide contenu dans un matériau. Elle est définie comme le rapport du volume de vide sur le volume total du matériau, et est exprimée en pourcent.

$$N = \frac{V_{vides}}{V_{total}} \times 100$$

Dans le cas des roches, elle peut se trouver sous forme de pores connectés (et donc mesurables) ou isolés (Norton and Knapp 1977).

En 1997, Aharonov et al. décrivent deux type de porosité : la porosité euclidienne, permettant la circulation des fluides, et la porosité fractale, servant plutôt de réservoir et constituant le siège des transferts entre roche et fluide. De plus, selon les diamètres des pores, la porosité étudiée peut être classée en micro, méso ou macroporosité (Katsube 1981).

Les tailles et les formes de pores sont variables (sphériques, cylindriques, planaires, ou plus complexes...) et leur proportion volumique dépend de ces caractéristiques géométriques (Géraud 1991) ; en général, de par leur forme allongée et aplatie, les fissures ne représentent qu'une faible proportion de la porosité totale d'une roche, alors que les pores sphériques développent un volume de vide plus important (surtout en cas de forte altération). L'agencement des différents éléments du réseau poreux les uns par rapport aux autres a également une influence sur les propriétés de transfert du matériau (Brackel (van) 1975 ; Wardlaw and McKellar 1981), notamment à travers les variations de connectivité et de tortuosité.

De nombreuses techniques permettent d'estimer la porosité (Géraud 1991 ; Surma 2003), et de mettre en évidence certaines propriétés géométriques du réseau poreux. Les techniques retenues pour ce travail sont la saturation totale à l'eau et la porosimétrie au mercure.

II.1.2 Porosité à l'eau

II.1.2.a Définition

L'évaluation de la porosité d'un matériau ne peut pas se faire de manière directe. En effet, l'estimation du volume de vide connecté contenu dans le matériau nécessite l'injection d'un fluide dont les propriétés sont connues. La saturation totale par un fluide mouillant (en général, de l'eau) constitue la méthode la plus simple pour accéder à la valeur de porosité (Dullien 1979). Suivant un protocole approprié, après dégazage, l'échantillon est totalement saturé à l'eau, et après différentes pesées, une valeur de la porosité totale est calculée.

II.1.2.b Protocole de mesure

La méthode de mesure de la porosité totale à l'eau est celle définie par la norme RILEM (essai n°I.1, 1978), qui prévoit une saturation des échantillons en régime monophasé (c'est-à-dire sous vide).

Dans un premier temps, les échantillons sont séchés dans une étuve à 35-40 °C jusqu'à masse constante. Ensuite, ils sont pesés une première fois à sec (M_1), puis placés dans une cloche à vide, où ils sont soumis à un vide primaire de 2×10^{-2} mm de mercure (env. 2,6 Pa) pendant 24 heures. Parallèlement, dans un autre cristalliseur, de l'eau distillée et dégazée sous vide secondaire (voir schéma du montage, fig. II.1).

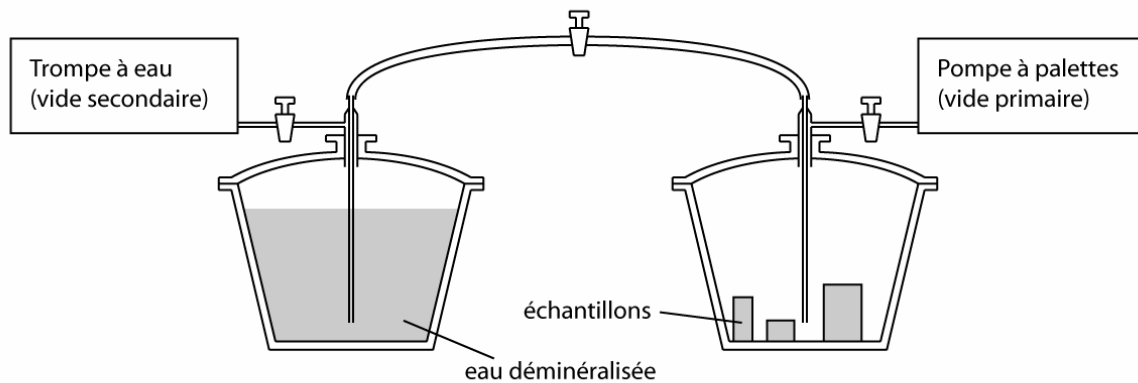


Figure II.1 : Schéma du dispositif expérimental de mesure de porosité totale par saturation à l'eau (d'après Rousset-Tournier, 2001).

Après 24 heures de dégazage, les échantillons sont imbibés sous vide par capillarité : le niveau d'eau est régulièrement réajusté au fur et à mesure de la progression de la frange capillaire dans le matériau (Bousquié 1979). Lorsque les échantillons sont totalement immergés, le vide est cassé, et ils sont maintenus ainsi pendant 24 heures. Enfin, une pesée des échantillons saturés (M_2) ainsi qu'une pesée hydrostatique (M_3 = masse des échantillons saturés soumis à la poussée d'Archimède) viennent compléter les mesures ; la valeur de porosité est donnée par :

$$N_t = \frac{M_2 - M_1}{M_2 - M_3} \times 100$$

avec N_t la porosité totale connectée, M_1 la masse de l'échantillon sec, M_2 la masse de l'échantillon saturé, et M_3 la masse de l'échantillon saturé soumis à la poussée d'Archimède (pesée hydrostatique)

II.1.3 Porosimétrie par injection de mercure

La porosité à l'eau ne donne accès qu'à la valeur de porosité totale, sans information complémentaire concernant les différentes classes de pores ou de seuils d'accès. L'utilisation d'un liquide non mouillant nécessitant des conditions physiques particulières, liées à la géométrie des vides, est une source d'information bien plus complète en ce qui concerne l'architecture du réseau poreux (Washburn 1921 ; Wardlaw 1976 ; Kloubek 1981b ; Wardlaw and McKellar 1981). C'est pourquoi des mesures de porosimétrie par injection de mercure ont été pratiquées sur les différents types de granite étudiés au cours de ce travail.

II.1.3.a Principe et appareillage

Le mercure est un liquide non mouillant (l'angle de contact entre le mercure et la roche est supérieur à 90°). Il faut donc appliquer une pression sur celui-ci pour le faire pénétrer à

l'intérieur du réseau poreux. On peut relier la pression appliquée au rayon du capillaire envahi par le mercure d'après la loi de Laplace et Young :

$$P_c = \frac{2\sigma \cos \theta}{R_c}$$

avec P_c la pression capillaire, θ l'angle entre le mercure liquide et la vapeur ($= 130^\circ$), σ la tension superficielle du mercure (485 dynes/cm), R_c le rayon du capillaire.

La pression capillaire est définie comme la différence de pression entre le fluide mouillant et le fluide non mouillant. Dans le cas de la porosimétrie au mercure, le fluide non mouillant est la vapeur de mercure, et sa pression ne peut pas dépasser la pression de vapeur saturante du mercure à 25 °C, c'est à dire environ 2,6 Pa. La pression capillaire est assimilée à la pression de mercure injecté.

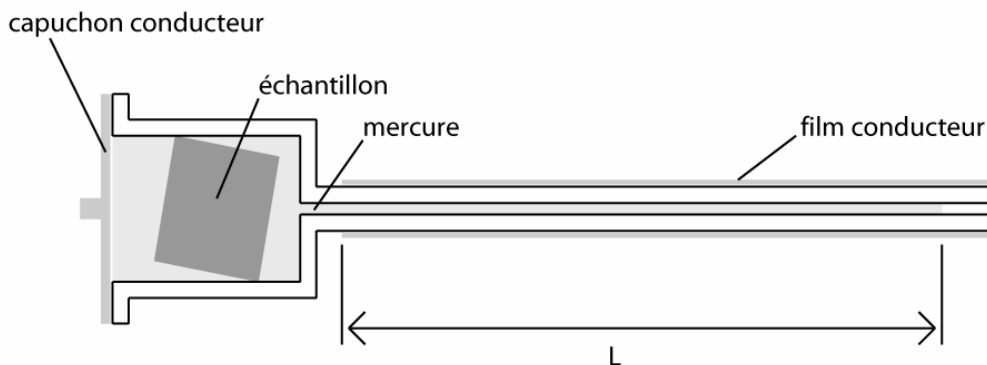
L'invasion d'un pore, même de grande taille, est donc contrôlée par la pression nécessaire pour franchir le rétrécissement qui y donne accès (Pellerin 1980). La saturation en mercure liquide du milieu poreux est d'autant plus grande que la pression est forte. Cette méthode permet d'estimer la porosité connectée et la répartition des volumes en fonction des différents seuils d'accès (Wardlaw and Taylor 1976).

Les mesures sont réalisées sur un porosimètre Micromeritics Pore Sizer 9320 pouvant couvrir approximativement des accès aux pores compris entre 400 et 0,0042 μm soit des pressions allant de 0,001 à 300 MPa.

II.1.3.b Protocole de mesure

Dans la pratique, La mesure s'opère sur des échantillons de 18 mm de diamètre et 15 mm de long, en deux temps : la mesure basse pression (0,001-0,150 MPa) puis la mesure haute pression (0,150-207 MPa) ; elles sont réalisées automatiquement.

Le protocole de mesure est le suivant : l'échantillon est séché dans un cristallisateur contenant du "silicagel" jusqu'à ce que sa masse soit stable (1). Ensuite il est pesé (2) et mis dans la cellule du pénétromètre (3) (fig. II.2). L'ensemble est également pesé et placé dans la partie basse pression de l'appareil (4). Le vide est fait dans tout le système afin de dégazer complètement l'échantillon avant de faire pénétrer le mercure, de façon à remplir complètement le pénétromètre (5). Le volume de mercure remplissant la cellule est alors fixé et ne variera plus au cours de la mesure. Au fur et à mesure de la remontée en pression, le mercure pénètre dans l'échantillon, faisant varier d'autant le volume restant dans la canule. Comme cette dernière est recouverte d'un film métallique, la mesure de la capacité électrique entre ce film et le mercure permet d'estimer le volume injecté dans l'échantillon, les caractéristiques géométriques de la canule étant parfaitement connues. A chaque montée en pression la variation de capacité est mesurée, et le volume de mercure injecté dans l'échantillon, calculé. De cette manière, il est possible de représenter le volume de mercure injecté dans le réseau poreux en fonction de la pression, qui peut être convertie en diamètre d'accès grâce à l'équation de Young-Laplace.



Capacité du dispositif = $f(L)$

Figure II.2 : Schéma de la cellule utilisée pour la porosimétrie par injection de mercure.

La première partie de la mesure, réalisée en basse pression, jusqu'à 0,15 MPa, vise les pores dont les seuils d'accès sont compris entre 400 et 10 μm . Une fois cette pression atteinte, l'ensemble pénétromètre-échantillon-mercure est pesé, et positionné dans la partie haute pression, dans un bain d'huile qui permet d'appliquer la pression de manière isotrope. Ainsi, elle sera transmise au mercure qui pourra pénétrer dans l'échantillon. Le principe de la mesure par capacité est le même qu'en basse pression, la mesure est effectuée après chaque incrément de pression, une fois l'équilibre atteint. Ce temps d'équilibre est défini par l'opérateur et représente le temps minimum pendant lequel la pression doit rester stable avant de passer à l'incrément suivant.

Dans la seconde partie de la mesure, la pression est générée mécaniquement, via un système de vérin hydraulique. Il est donc également possible de réduire cette pression en cours de mesure (min. 0,1 MPa) pour observer le retrait du mercure.

II.1.3.c Porosité libre, porosité piégée

Dans certaines conditions géométriques, un phénomène de piégeage du mercure peut être observé. En effet, d'après Wardlaw (1976), si le rapport entre le diamètre moyen d'un pore et son seuil d'accès est supérieur à 7, le mercure reste piégé dans le pore lors du retrait (Wardlaw and Cassan 1978 ; Li and Wardlaw 1986a,b).

Il est donc possible de discerner la porosité libre de la porosité piégée. Pour ce faire, on procède en trois étapes : dans un premier temps, l'injection se fait comme décrite au paragraphe précédent, et pour un seuil d'accès donné, la porosité libre et la porosité piégée sont envahies, sans distinction particulière. Une fois la pression maximum atteinte (300 MPa), elle est abaissée à 0,1 MPa et la porosité libre est vidangée. Enfin, une seconde injection est réalisée, mais cette fois-ci, seuls les volumes injectés dans la porosité libre sont mesurés, la porosité piégée contenant déjà du mercure.

La courbe d'injection de mercure dans la porosité libre est donc donnée par la seconde phase d'injection, diminuée de la valeur totale de la porosité piégée. Celle des volumes injectés dans la porosité piégée correspond à la différence entre la courbe d'injection directe et la courbe d'injection dans la porosité libre.

La répartition des volumes injectés dans la porosité libre et dans la porosité piégée est directement liée à la géométrie du réseau poreux et permet d'apprécier son hétérogénéité.

II.1.3.d Variation de l'angle de contact

Un autre paramètre important de la mesure est l'angle de contact entre le mercure et le matériau (Kloubek 1981a). Suivant la nature du matériau étudié, la géométrie du réseau poreux (Kloubek 1994), et selon les conditions de pression appliquées au système (Kloubek 1981a), cet angle peut varier de 95° à 175° (Morrow and McCaffrey 1978 ; Good and Mikhail 1981). Dans le cadre de cette étude, la valeur de 130° a été retenue pour l'angle de contact lors de l'injection et celle de 115° pour les phases de retrait (Good and Mikhail 1981).

II.2 Surface spécifique

Afin d'obtenir une information supplémentaire sur la géométrie des vides, en plus de l'étude du volume poreux, la surface spécifique a été mesurée. C'est au niveau de cette surface que se réalisent les échanges de chaleur (et de matière) entre roche et fluide. De plus, son développement plus ou moins important, et la prise en compte des autres mesures physiques, permettent d'avoir une idée de l'état d'altération du matériau, et de la complexité de la géométrie du réseau poreux (connectivité, tortuosité).

II.2.1 Définition de la surface spécifique

Le volume n'est pas la seule information mesurable du réseau poreux, il est également possible de quantifier sa surface. La surface spécifique d'un matériau est définie comme la somme de sa surface externe et de sa surface interne (surface du réseau poreux). Elle représente la surface susceptible de fixer des molécules par adsorption, mais également de permettre une interaction entre le matériau et les fluides présents dans le réseau poreux (Brunauer et al. 1938). Dans le cas des roches, sa valeur est amenée à varier selon la nature et l'altération des phases minérales en présence (notamment selon l'importance de la fraction argileuse) (Deloye and Struillou 1969 ; Nieminen et al. 1985), mais également selon les structures et les formes des vides qui affectent ces roches (Gregg and Sing 1982 ; Balbuena and Gubbins 1994).

II.2.2 Principe de mesure de la surface spécifique par la méthode BET

La mesure de surface spécifique s'effectue selon la méthode BET, du nom de ses inventeurs : Brunauer, Emmett et Teller (1938). Elle est basée sur le phénomène d'adsorption physique des gaz sur la surface d'un solide, à des températures proches du point de condensation, et pour différentes pressions relatives de ces gaz, ainsi que sur le calcul de la quantité de gaz adsorbé dans une couche mono-moléculaire. En général, ces mesures sont effectuées avec un gaz non polarisé comme N_2 , Ar ou Kr, il est ainsi possible de considérer que les phénomènes d'adsorption sont uniquement d'ordre physique.

L'origine de la physisorption est attribuée aux forces intermoléculaires de Van Der Waals, qui agissent dans les pores, sur les molécules au voisinage de l'interface solide-fluide (Brunauer et

al. 1940). L'équilibre est atteint très rapidement de manière réversible, c'est-à-dire qu'il existe un équilibre adsorption-désorption, et la quantité adsorbée sur la surface de solide dépend de la température T, de la pression partielle de vapeur p_v , de la nature du gaz, et de nature de la surface.

Le modèle BET (Brunauer et al. 1938) est fondé sur les hypothèses suivantes :

- les sites d'adsorption se distribuent de façon homogène à la surface du solide ; ils sont accessibles et énergétiquement équivalents ;
- à partir de la deuxième couche, l'énergie d'adsorption est égale à l'énergie molaire de liquéfaction du gaz ;
- les molécules peuvent être adsorbées par une couche supérieure avant saturation de la couche inférieure ;
- à l'équilibre, il y a égalité entre les vitesses d'adsorption sur les couches d'ordre i et les vitesses de désorption des couches d'ordre i+1 ;
- il n'y a pas d'interaction entre les molécules adsorbées ;
- quand la pression du gaz approche la pression de saturation du gaz à la température donnée, la quantité adsorbée devient infinie.

À partir de ces hypothèses, Brunauer et al. (1938) ont établi la relation suivante, correspondant à l'isotherme d'adsorption :

$$v_{ads} = \frac{v_m c (p / p_0)}{(1 - (p / p_0))(1 - (p / p_0) + c (p / p_0))}$$

Avec v_{ads} le volume de gaz adsorbé à la surface, v_m le volume de gaz nécessaire pour couvrir toute la surface d'une monocouche, p/p_0 la pression relative de gaz par rapport à la pression de vapeur saturante et c une constante qui exprime l'affinité du gaz pour la surface du solide.

Cette équation peut aussi s'écrire sous la forme linéaire suivante :

$$\frac{p}{v_{ads}(p_0 - p)} = \frac{c-1}{v_m c} (p / p_0) + \frac{1}{v_m c}$$

En représentant $p/(v_{ads}(p_0-p))$ en fonction de p/p_0 , il est possible d'estimer la pente $\alpha_{BET} = (c-1)/v_m c$, et l'ordonnée à l'origine $\beta_{BET} = 1/v_m c$. A partir de ces deux valeurs, le volume de la monocouche v_m et la constante c peuvent être calculés :

$$\begin{cases} v_m = \frac{1}{\alpha_{BET} + \beta_{BET}} \\ c = \frac{1}{v_m \beta_{BET}} \end{cases}$$

L'encombrement de la molécule de gaz adsorbé et le volume de la monocouche v_m étant connus, la surface spécifique peut être calculée. En effet, le nombre de molécules N_m de gaz correspondant à la monocouche et la surface spécifique S_0 [$m^2.g^{-1}$] se déduisent de v_m par :

$$\begin{cases} N_m = \frac{v_m}{V_M} \bar{N} \\ S_0 = \frac{N_m \bar{a}}{W_s} \end{cases}$$

avec V_M le volume molaire du gaz [$\text{m}^3 \cdot \text{mol}^{-1}$], \bar{N} le nombre d'Avogadro [mol^{-1}], \bar{a} l'encombrement de la molécule [m^2], et W_s la masse de l'échantillon sec.

L'interprétation théorique des courbes d'adsorption a mis en valeur différentes étapes dans le processus de fixation des molécules par physisorption : une adsorption mono-moléculaire, suivie d'une adsorption pluri-moléculaire, et enfin la condensation capillaire (fig. II.3).

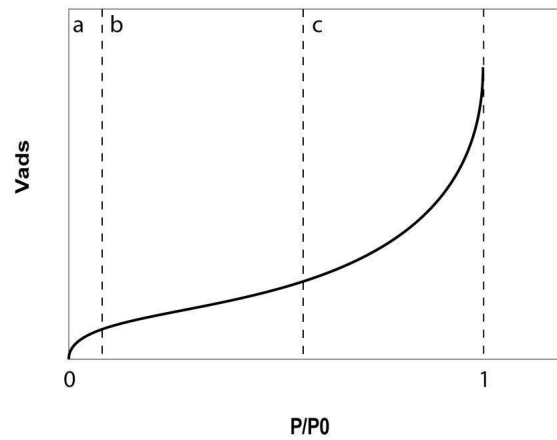


Figure II.3 : Exemple d'isotherme d'adsorption ; (a) adsorption mono-moléculaire, (b) adsorption pluri-moléculaire, (c) condensation capillaire.

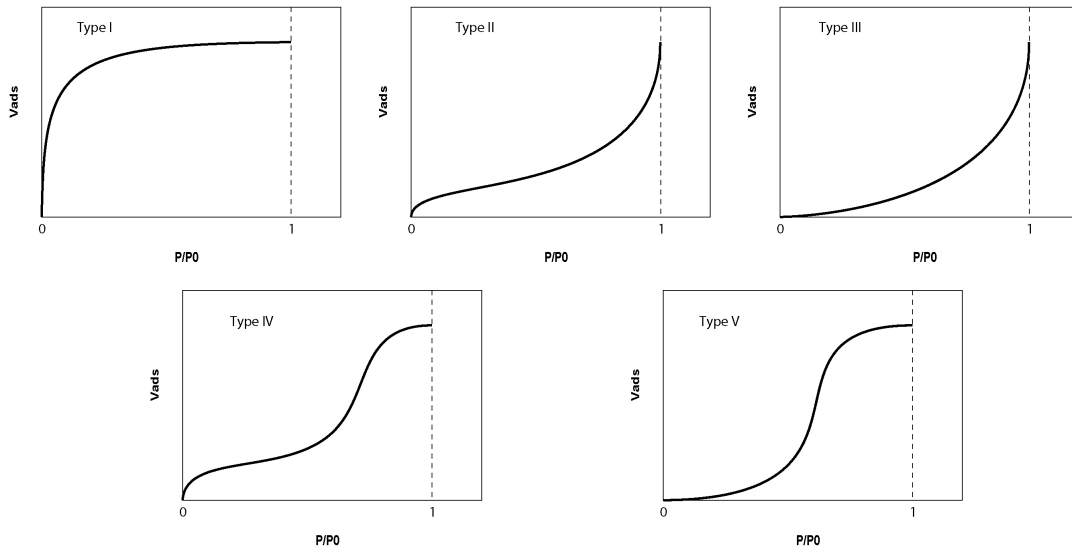


Figure II.4 : Les cinq types d'isotherme d'adsorption selon la classification de Brunauer et al. (1940).

Il existe différentes formes d'isothermes d'adsorption (fig. II.4), la forme particulière des isotherme de type III et V aux faibles pressions partielles résulte d'interactions gaz-solide faibles, alors que la forme des isothermes de type IV et V aux fortes pression partielles est caractéristique de solides présentant des pores de taille intermédiaire entre micro et

macropores (Brunauer et al. 1940). L'isotherme de type II, détaillée dans la figure II.3, est la plus courante pour l'adsorption de gaz sur les solides naturels (Brunauer et al. 1940). Ce type d'isotherme est caractéristique de l'adsorption sur des matériaux dont les pores ont des diamètres largement plus importants que celui de la molécule de gaz. Elle présente deux points d'inflexion et est divisée en trois parties. Dans un premier temps, la surface du solide est progressivement recouverte par une monocouche de gaz (fig. II.3(a)). La seconde partie de la courbe, plus linéaire, correspond à l'adsorption des couches supérieures. Cette adsorption pluri-moléculaire est parfaitement décrite par la théorie BET (fig. II.3(b)). Enfin, dans la troisième partie, la pression de gaz tend vers la pression de vapeur saturante, il y a condensation capillaire (fig. II.3(c)).

II.2.3 Protocole de mesure

La taille des échantillons étudiés est la même que celle définie pour les mesures de perméabilité et de porosimétrie par injection de mercure, c.-à-d. un cylindre de 18 mm de diamètre et d'environ 15 mm de long. Chaque échantillon, préalablement séché à 40 °C, est placé dans une ampoule de verre et est dégazé pendant 24 heures à 2×10^{-2} Torr, à une température de 40 °C. Ensuite, l'ampoule est placée sur une rampe de mesure, et plongée dans un bain d'azote liquide (à 77 K). Dans un premier temps, une mesure à l'hélium est réalisée afin de déterminer les « volumes morts ». En effet, l'hélium ne s'adsorbant pas, ou très peu, sur les surfaces solides, sa détente dans la rampe et dans l'ampoule permet de connaître exactement les volumes morts. L'hélium est ensuite extrait, et la mesure d'adsorption d'azote peut commencer. Des volumes d'azote sont introduits successivement, et pour chacun d'eux, la pression d'équilibre p/p_0 et le volume adsorbé sont déterminés. Le volume d'azote adsorbé est estimé en effectuant la différence entre la pression théorique et la pression mesurée (du fait de l'adsorption, la pression mesurée est inférieure à la pression théorique calculée dans l'hypothèse d'un gaz parfait).

Les mesures de surface spécifique ont été réalisées par adsorption d'azote au Laboratoire de Physique des Matériaux de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg (LPM - IPGS), sur un adsorbomètre de type sorptomatic 1900, mis à jour en version 1990 et construit par Carlo Erba.

II.3 Perméabilité

De par sa porosité matricielle et structurale, la zone endommagée constitue une zone d'échange privilégiée. Les phénomènes de transfert et d'altération sont fortement liés aux circulations de fluides, et la perméabilité des différentes structures doit être identifiée car elle constitue un paramètre important pour la modélisation numérique et peut fournir des indications sur l'organisation du réseau poreux, notamment en terme de tortuosité.

II.3.1 Définition de la perméabilité

En 1856, Darcy définissait la perméabilité dans le cas particulier de l'eau en montrant que le débit par unité de surface était proportionnel à la perte de charge dans le corps poreux et à une

grandeur caractéristique de ce corps poreux : la perméabilité. Cette notion désigne donc la capacité d'un matériau à se laisser traverser par un fluide, et est, de ce fait, étroitement liée aux propriétés intrinsèques du matériau poreux (i.e. la géométrie du réseau poreux), à la nature de ce fluide, et aux conditions extérieures comme le gradient de pression (Scheidegger 1974 ; David 1991 ; Homand and Duffaut 2000).

II.3.2 Principe de mesure

II.3.2.a Loi de Darcy

En introduisant la notion de viscosité et en supposant un fluide incompressible et un gradient de pression linéaire et faible, la loi de Darcy s'exprime sous la forme la plus simple par :

$$J = -\frac{K}{\mu} \text{grad } p ,$$

où J est le flux volumique [$\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$], μ la viscosité dynamique [$\text{Pa} \cdot \text{s}$], p la pression [Pa], et K la perméabilité [m^2].

II.3.2.b Perméabilité au gaz et effet Klinkenberg

Dans le cas présent, les mesures sont réalisées à l'aide d'un gaz : l'azote. L'hypothèse d'incompressibilité du fluide n'est plus valable. Il y a néanmoins conservation de la masse, il est donc possible de considérer la définition massique de la loi de Darcy :

$$J_g = -\rho_g \frac{K_a}{\mu_g} \text{grad } p$$

où J_g est le flux massique de gaz [$\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$], ρ_g la densité du gaz [$\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$], μ_g sa viscosité [$\text{Pa} \cdot \text{s}$], p la pression [Pa], et K_a la perméabilité apparente comme définie par Klinkenberg (1941) et

Debschütz et al. (1989) : $K_a = K \left(1 + \frac{b}{p} \right)$, avec p la pression, et b dépendant de la géométrie du réseau. Le facteur de correction $\left(1 + \frac{b}{p} \right)$ s'explique par le phénomène suivant :

Lorsqu'un gaz saturant un milieu poreux est à faible pression, le libre parcours moyen des molécules de gaz peut devenir du même ordre de grandeur que la taille des pores. En conséquence, la condition aux limites d'adhérence du fluide sur la paroi du solide (modèle de Poiseuille décrivant l'écoulement d'un fluide dans un tube) n'est plus valable à l'échelle du pore et la loi de Darcy n'est donc plus vérifiée à l'échelle macroscopique. En effet, les molécules de gaz "glissent" sur la paroi, ce qui donne lieu à un flux de gaz plus important que celui prédit par la loi de Darcy. Ce phénomène s'appelle l'effet Klinkenberg, ou écoulement de Knudsen (Klinkenberg 1941).

On considère donc en premier lieu la définition massique de la loi de Darcy, adaptée à l'utilisation des gaz. Dans le cas d'un échantillon cylindrique de surface de base S , de longueur L et dont l'axe est parallèle à l'axe des x :

$$J_g = -\rho_g(x) \frac{K \left(1 + \frac{b}{p(x)}\right)}{\mu_g} \frac{dp}{dx} \quad \forall x$$

dans les conditions d'expérimentation, le gaz peut être considéré comme parfait ; on obtient donc :

$$\rho_g(x) = \frac{M_g}{RT} p(x)$$

avec M_g la masse molaire du gaz utilisé [g.mol^{-1}], R la constante des gaz parfaits et T la température en K.

il vient :

$$J_g = -\frac{M_g}{RT} \frac{K \left(1 + \frac{b}{p(x)}\right)}{\mu_g} p(x) \frac{dp}{dx}$$

et donc :

$$J_g dx = -\frac{M_g}{RT} \frac{K \left(1 + \frac{b}{p(x)}\right)}{\mu_g} p(x) dp$$

Dans cette équation, il faut donc identifier la perméabilité K et le paramètre b . En supposant un écoulement isotherme et une viscosité μ_g indépendante de la pression, on peut donc intégrer l'expression selon les conditions aux limites de l'expérience :

$$J_g L = -\frac{M_g}{RT} \frac{K}{\mu_g} \int_{p_1}^{p_2} p \left(1 + \frac{b}{p}\right) dp$$

avec p_1 et p_2 respectivement la pression d'injection et la pression de sortie.

Si on introduit le débit volumique, $Q = J_g S$, on peut écrire l'expression (Dal Pont 2004) :

$$Q = \frac{M_g S}{RT} \frac{K}{2L\mu_g} (p_1^2 - p_2^2) \left(1 + \frac{b}{\bar{p}}\right) \quad \text{avec } \bar{p} = \frac{p_1 + p_2}{2}$$

Il est donc possible de déterminer expérimentalement K et b à condition de faire des essais à différentes valeurs de \bar{p} . Pour cela il suffit de calculer, pour différentes valeurs de \bar{p} , la perméabilité apparente K_a :

$$K_a = \frac{RT}{M_g S} \frac{2Q\mu_g L}{p_1^2 - p_2^2}$$

et de la tracer sur un graphique en fonction de $\frac{1}{\bar{p}}$. Les points s'alignent sur une droite dont l'ordonnée à l'origine est la perméabilité K . En effet, si $\bar{p} \rightarrow \infty$, alors $\left(1 + \frac{b}{\bar{p}}\right) \rightarrow 1$ et $K_a \rightarrow K$.

II.3.3 Dispositif et protocole de mesure

Le dispositif utilisé pour les mesures de perméabilité est détaillé dans la figure II.5. Le gaz utilisé est l'azote (voir propriétés, tableau II.1), l'entrée du dispositif étant reliée à une bombonne de 200 bars de pression.

Propriété :	N ₂
Masse molaire M [g.mol ⁻¹]	28,01
Rayon r _m [Å]	1,67
$\bar{\lambda}$ [nm] si p = 10 ⁵ Pa	65
μ [Pa.s] si p = 10 ⁵ Pa et T = 20°C	1,76 10 ⁻⁵

Tableau II.1 : Propriétés physique du diazote.

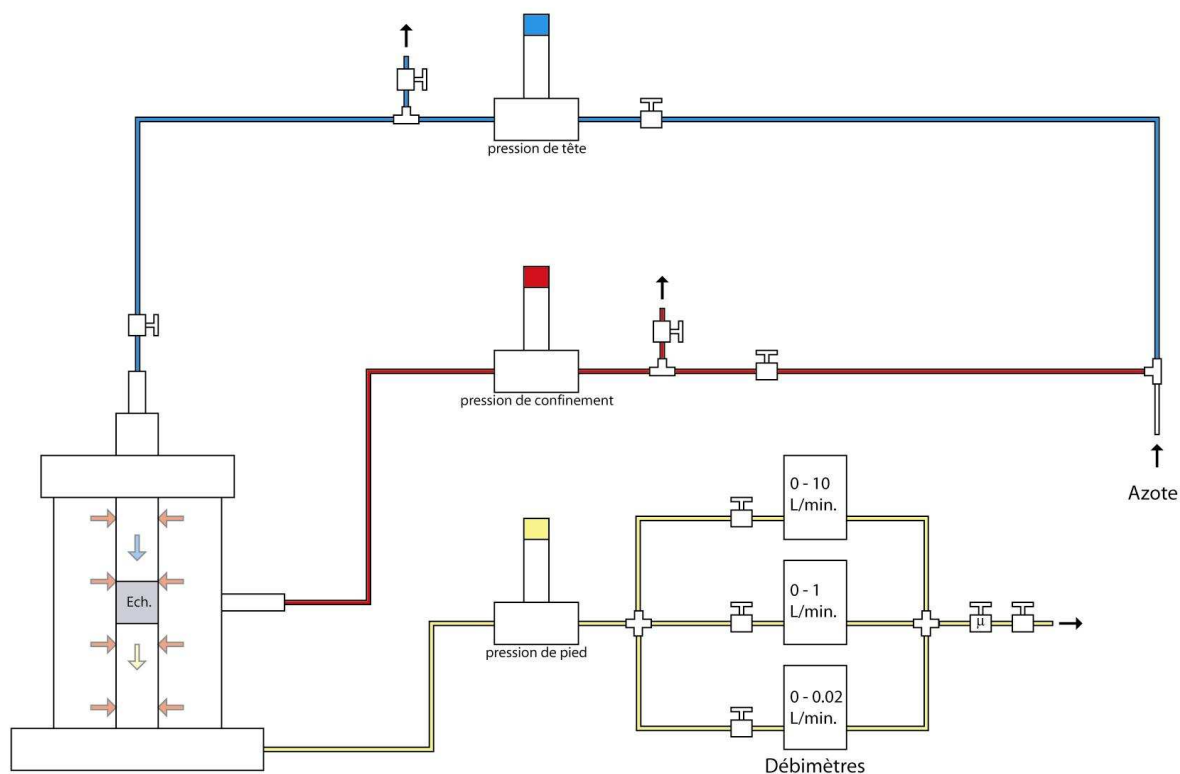


Figure II.5 : Dispositif de mesure de la perméabilité.

Le dispositif comporte quatre parties distinctes : la chambre, dans laquelle l'échantillon est disposé, entouré d'une membrane étanche permettant l'application d'une pression de confinement ; le circuit de confinement équipé d'un capteur de pression et d'une purge ; le circuit de tête, également équipé d'un capteur de pression et d'une purge, permettant d'appliquer une pression à l'entrée de l'échantillon ; enfin le circuit de pied, équipé d'un capteur de pression, d'un débitmètre et d'un robinet à vis micrométrique permettant de contrôler le débit de sortie. Les valeurs de pression et de débit sont enregistrées sur ordinateur via un multimètre Keithley 2700 D.A.S.

Dans la pratique, l'échantillon possède les mêmes dimensions que celles requises lors de la mesure de porosimétrie au mercure (18 mm de diamètre et 15 mm de long env.). Il est placé dans une membrane en latex puis sur un porte-échantillon cylindrique. Une fois le tout positionné dans la chambre, il est possible de générer un flux de gaz dans l'échantillon, tout en appliquant une pression de confinement pour empêcher les fuites entre le matériau et le latex. Les trois débitmètres permettent de mesurer des gammes de débit différentes et complémentaires ($0 - 0,02 \text{ l.min}^{-1}$, $0 - 1 \text{ l.min}^{-1}$ et $0 - 10 \text{ l.min}^{-1}$). Une fois la mesure réalisée, les données sont traitées par ordinateur, à l'aide d'un simple tableur (Excel par exemple) et la perméabilité absolue est calculée.

Dans le cadre de cette étude, la pression de confinement appliquée était de 2,5 MPa, sauf pour les échantillons les moins perméables qui nécessitaient une pression de confinement de 4 MPa. Les pressions appliquées à l'entrée de l'échantillon allaient d'une pression légèrement supérieure à la pression atmosphérique, à une pression maximale, calculée de telle sorte à toujours maintenir au moins 0,5 MPa de différence avec la pression de confinement (donc en général, 2 MPa), pour assurer l'étanchéité au niveau de la membrane. La pression à la sortie de l'échantillon était la pression atmosphérique. Les débits mesurés étaient inférieurs à $0,02 \text{ l.min}^{-1}$, à l'exception de deux mesures qui ont nécessité l'utilisation du débitmètre affichant la gamme $0 - 1 \text{ l.min}^{-1}$.

II.4 Conductivité thermique

Dans le cadre de l'échangeur géothermique de Soultz-sous-Forêts, la chaleur est transportée depuis le réservoir jusqu'à la surface par l'intermédiaire des fluides, il s'agit donc d'un transport convectif. Par contre, au niveau des failles et fractures exploitées thermiquement, la recharge en chaleur se fait par conduction, depuis le milieu environnant. Il est donc nécessaire de connaître les variations de conductivité thermique dans les zones de faille, et notamment au sein de la zone endommagée, pour les intégrer au modèle numérique.

II.4.1 Définition de la conductivité thermique

La conductivité thermique λ désigne la capacité d'un milieu à diffuser la chaleur sans mouvement macroscopique de matière. Ces transferts de chaleur correspondent à la conduction thermique, et sont assurés par les vibrations du réseau cristallin.

Considérons une plaque d'un solide, d'épaisseur l très petite devant sa longueur. Elle est délimitée par deux plans parallèles maintenus chacun à des températures différentes (T_1 et T_2 avec $T_1 > T_2$). Après un certain temps, nécessaire à la mise à l'équilibre du gradient thermique, le système arrive à l'état stationnaire (la température en chaque point du système n'évolue plus).

Considérons maintenant une partie de ce solide délimitée par un cylindre imaginaire, de surface de base S et dont l'axe est perpendiculaire aux surfaces de la plaque. Ce cylindre est supposé centré sur le système, de telle sorte que le flux de chaleur à travers ses génératrices puisse être considéré comme nul. Les résultats d'expériences réalisées avec des solides de nature différente suggèrent que, lorsque l'état stationnaire est atteint, la quantité de chaleur Q traversant le cylindre pendant une durée de t secondes peut être établie de la manière qui suit :

$$Q = \frac{\lambda(T_1 - T_2)St}{l},$$

où λ est une constante appelée conductivité thermique du matériau. En d'autres termes, le flux de chaleur est proportionnel à la différence de température entre ces deux surfaces (Carslaw and Jaeger 1986).

D'un point de vue strict, la conductivité thermique n'est pas constante pour un matériau donné, mais dépend de la température. Néanmoins, lorsque la gamme de température considérée est réduite, ces variations de conductivité peuvent être négligées. Une autre possibilité est de considérer λ , en première approximation, comme une fonction linéaire de la température :

$$\lambda = \lambda_0(1 + \beta T),$$

où β est petit, et, en fait, négatif pour un grand nombre de matériaux.

La conductivité thermique est donnée par :

$$\lambda = \frac{Ql}{(T_1 - T_2)St},$$

Dans le système international, la conductivité thermique est exprimée en $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ (température en Kelvin, distances en mètres, temps en secondes, et quantité de chaleur en Joules).

On déduit également la résistance thermique du système :

$$\frac{Q}{t} = \frac{\lambda S}{l}(T_1 - T_2) = \frac{1}{R}(T_1 - T_2)$$

et

$$R = \frac{l}{\lambda S},$$

où Q/t est le débit de chaleur [W], et R la résistance thermique du système [K.W^{-1}].

De manière générale, les composantes du flux conductif (= quantité de chaleur par unité de temps et par unité de surface) sont donnée par la loi de Fourier :

$$J_i = -\lambda_{ij} \frac{\partial T}{\partial x_j},$$

où λ_{ij} est le tenseur de conductivité thermique.

La loi de Fourier est une loi de transport analogue à la loi d'Ohm et à la loi de Darcy. Elle exprime que le flux de chaleur est proportionnel au gradient de température. Le gradient de température est la « force » (au sens thermodynamique des phénomènes irréversibles) responsable du flux (Guéguen and Palciauscas 1992).

II.4.2 Les techniques de mesure

Il existe différentes méthodes de mesures de la conductivité thermique. La méthode la plus connue est la méthode des barres divisées. En général, elle est appliquée sur des échantillons cylindriques de 30 à 50 mm de diamètre et nécessite l'utilisation de standards de conductivité thermique connue. Un gradient de température est appliqué à l'ensemble de la colonne, et lorsque l'état stationnaire est atteint la température est mesurée à chaque extrémité des éléments. La mesure peut être assez rapide (10 à 15 min.) et l'erreur de mesure est faible (1% d'après Blackwell and Spafford 1987), mais l'état de surface de l'échantillon devant être irréprochable pour assurer le meilleur contact thermique possible, sa préparation reste fastidieuse (Beck 1957, 1988 ; Pribnow and Sass 1995 ; Popov et al. 1999).

Une autre méthode est celle de l'aiguille chauffante. Elle est basée sur l'hypothèse d'une source de chaleur ponctuelle dans un support infini (Carslaw and Jaeger 1986), et se présente sous la forme d'une sonde incluse dans une aiguille. L'aiguille est soit posée sur une surface plane de l'échantillon et est recouverte d'un matériau de très faible conductivité thermique comme le Plexiglass (Huenges et al. 1990), soit insérée dans l'échantillon. Cette dernière possibilité a été développée récemment à l'Institut de Physique du Globe de Paris par Jorand (2006), et permet une mesure de la conductivité thermique en fonction de la température et de la saturation de l'échantillon, avec une incertitude inférieure à 12%.

Ces deux méthodes nécessitent un contact physique entre la ou les sondes de mesure et l'échantillon. Or, les résistances de contact sont difficiles à déterminer car elles dépendent aussi bien de la qualité du contact (état de surface de chaque élément), que des conditions physiques appliquées. Limiter les résistances de contact revient donc à limiter les erreurs sur la mesure (Popov et al. 1999). Dans cette optique, notre intérêt s'est donc porté sur une troisième méthode de mesure de conductivité thermique : la mesure optique par TCS (Thermal Conductivity Scanner).

II.4.3 Principe de la mesure par TCS

Les mesures classiques de conductivité thermique se font par contact avec l'échantillon, ce qui peut influencer sur les résultats, du fait de la présence de résistances thermiques de contact. La technique présentée ci-dessous permet d'éliminer l'effet de ces résistances thermiques de contact. Elle est basée sur la variation de température de la surface de l'échantillon suite à un apport de chaleur connu et contrôlé (Popov et al. 1983 ; Popov et al. 1985 ; Popov et al. 1999). Le dispositif se présente donc sous la forme d'un bloc mobile, composé de deux capteurs de température sensibles aux radiations électromagnétiques et d'une source de chaleur, alignés parallèlement à l'axe de déplacement, de telle sorte qu'il soit possible de mesurer la température de l'échantillon avant et après échauffement (fig. II.6). Ce bloc se déplace à vitesse constante près de la surface de l'échantillon, le long d'une ligne de mesure, et permet ainsi d'obtenir un profil de conductivité thermique.

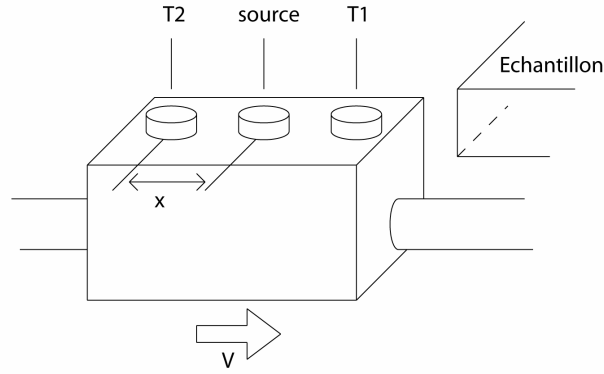


Figure II.6 : Schéma du dispositif de mesure TCS.

Les deux capteurs de température permettent de mesurer la différence de température due à l'apport d'énergie. La distance entre la source et le capteur thermique mesurant la température de l'échantillon après échauffement, ainsi que la vitesse de déplacement sont constantes, il est donc possible de lier l'augmentation de température au point x , $\theta(x)$ et la conductivité thermique par une relation de la forme suivante :

$$\theta(x) = \frac{q}{2\pi x \lambda}$$

avec q la puissance de la source, x la distance entre la source et le second capteur thermique et λ la conductivité thermique au point de mesure (Popov et al. 1999). Pour obtenir une valeur absolue de la conductivité thermique du matériau analysé, il suffit d'aligner l'échantillon et un standard de conductivité thermique connue λ_{std} (fig. II.7). La conductivité thermique du matériau sera déterminée à partir de λ_{std} et du rapport des différences de température :

$$\lambda(x) = \lambda_{std} \frac{\theta_{std}}{\theta(x)}$$

II.4.4 Protocole de mesure

La préparation des échantillons est relativement simple. Afin d'éviter une variation d'absorption de chaleur due aux variations de couleur à la surface de l'échantillon, une couche de peinture noire est appliquée. De cette façon, le coefficient d'absorption de chaleur est maximum et homogène. Les échantillons destinés à l'analyse ne nécessitent pas de traitement particulier quant à leur état de surface ; la rugosité induite par les découpes à l'aide d'une scie diamantée n'a pas ou peu d'impact sur les mesures. La gamme des conductivités mesurables est comprise entre $0,2$ et $70 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$, et l'erreur de mesure est inférieure à 3%. Le déplacement maximum de la partie mobile est de 65 cm ; du fait de l'utilisation des deux standards la longueur maximum des échantillons est d'environ 50 cm. Pour réaliser une mesure, il suffit de positionner l'échantillon ainsi que les deux standards sur l'appareil (fig. II.7), la mesure proprement dite étant intégralement pilotée par ordinateur.

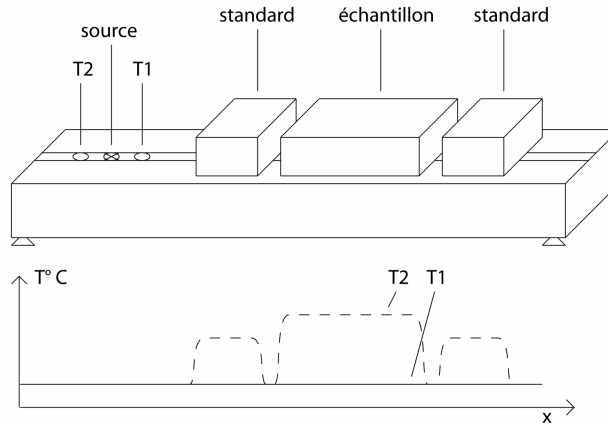


Figure II.7 : Disposition des standards et de l'échantillon lors de la mesure de conductivité thermique ; schéma des profils de température.

II.4.5 Réalisation de cartes de conductivité thermique

L'utilisation du scanner de conductivité thermique permet de réaliser des profils de mesure avec une densité d'un point par millimètre. Afin d'obtenir une carte de conductivité thermique de densité similaire, l'échantillon est soigneusement positionné et un profil est réalisé tous les millimètres. L'ensemble des données est alors traité par informatique, dans un premier temps à l'aide d'un exécutable qui crée un fichier de trois colonnes (abscisse, ordonnée et conductivité thermique), puis à l'aide de Matlab, la carte de conductivité thermique est générée.

II.4.6 Réalisation de cartes de densité de porosité

Les mesures de conductivité thermique réalisées sur des matériaux poreux dépendent des propriétés physiques du solide (propriétés thermiques et propriétés minéralogiques, s'il y a lieu, notamment en cas d'anisotropie), de celles de la matière présente dans la porosité (air, vide, fluide...), et de la proportion de chacun d'eux.

Sur la base de deux mesures de conductivité thermique, l'une du matériau sec, l'autre du matériau saturé, Schärli and Ribach (1984) ont proposé la formule suivante, pour une détermination de sa porosité (voir aussi Pribnow et al. 1996) :

$$\phi = \frac{\ln(\lambda_{sat}) - \ln(\lambda_{sec})}{\ln(\lambda_{eau}) - \ln(\lambda_{air})},$$

avec ϕ la porosité calculée, λ_{sec} et λ_{sat} les valeurs de conductivité thermique mesurées respectivement pour l'échantillon sec, et l'échantillon saturé, λ_{eau} et λ_{air} les valeurs de conductivité thermique pour l'eau et l'air.

Pour chaque échantillon, une carte de conductivité thermique du matériau sec et une carte du matériau saturé ont été réalisées, puis une carte de densité de porosité a été calculée.

Pour des problèmes d'ordre technique, liés à la précision du positionnement de l'échantillon, les cartes de densité de porosité ne peuvent être exploitées de manière absolue. La réalisation de la carte pouvant être assez longue (quelques heures), il se pose aussi le problème du séchage de l'échantillon saturé. En principe, les faces non scannées sont recouvertes d'un film étanche pour limiter l'évaporation, et la face scannée est protégée par une couche de peinture. Certains échantillons saturés ont été pesés avant et après la réalisation de la carte, et une légère variation de masse a pu être mesurée (< 2 %).

La mise en place d'une plateforme micrométrique permettrait un meilleur positionnement de l'échantillon lors de la mesure et améliorerait d'autant la précision des différentes cartes et des valeurs qui la composent.

II.5 Microscopie Electronique à Balayage

Pour avoir une estimation des formes et de la position des vides, certains échantillons ont été observés au microscope électronique à balayage. L'instrument utilisé est un « JEOL scanning microscope JSM 840 » couplé à un spectromètre à dispersion d'énergie « EDS TN 5500 Tacor ». Le principe de cette technique d'observation est fondé sur une interaction entre faisceau électronique incident et échantillon, elle conduit entre autre :

- à l'émission d'électrons secondaires et rétrodiffusés que l'on utilise pour construire l'image point par point ;
- à l'émission de photons X caractéristiques des atomes sources qui permettent une analyse chimique semi-quantitative par spectrométrie à dispersion d'énergie (Eberhardt 1989).

Le faisceau incident se propage dans un vide de 10^{-5} Torr et est produit par un canon à électrons constitué d'une cathode émettrice, d'un wehnelt et d'une anode. Les électrons sont accélérés sous une tension de 5 à 35 kV. Pour être observés les échantillons doivent respecter trois conditions :

- supporter le vide de 10^{-5} Torr ;
- être conducteurs afin d'assurer l'écoulement des charges. Si l'échantillon est isolant, on le rend conducteur ou recouvrant d'une fine couche d'or ou le carbone ;
- supporter l'impact du faisceau d'électrons sans se détériorer.

Les échantillons observés par cette méthode l'ont été principalement pour mettre en évidence les caractéristiques microscopiques liées à l'altération croissante (structure, densité et formes des vides, minéralogie, micro fracturation).

II.6 Modèles numériques utilisés

Deux modèles numériques ont été utilisés dans ce travail de thèse, à deux échelles différentes. Dans un premier temps, et sur la base des mesures de porosimétrie au mercure, un essai de modélisation de la géométrie du réseau poreux à l'échelle microscopique a été réalisé à l'aide du modèle Pore-Cor.

Par la suite, la prise en compte des informations d'ordre physique et géométrique dans le modèle Code_Bright a permis la modélisation Thermo-Hydro-Mécanique des transferts de matière et de chaleur dans une zone de faille soumise à un régime d'exploitation géothermique.

II.6.1 Modélisation de la structure microscopique du réseau poreux : Pore-Cor

II.6.1.a Bases théoriques

Pore-Cor (Pore-Level Properties Correlation) est un modèle numérique qui permet d'étudier les propriétés des matériaux poreux à l'échelle du pore, sur la base des mesures de porosimétrie par injection de mercure (Mathews et al. 1993). Il est actuellement encore en cours de développement à l'université de Plymouth. En principe, le modèle ne tient pas compte des propriétés du matériau et ne se focalise que sur la géométrie des vides ; la nature du solide est uniquement prise en compte si elle est susceptible d'affecter cette géométrie (i.e. si le solide est fortement compressible). Un essai de reconstitution de la géométrie 3D d'une maille élémentaire du réseau poreux est directement pratiqué. Cette maille est composée de pores cubiques de taille variable connectés entre eux par des drains cylindriques. Différentes structures géométriques peuvent être testées, depuis une distribution aléatoire des ports et des drains, jusqu'à des combinaisons plus élaborées (fig. II.8).

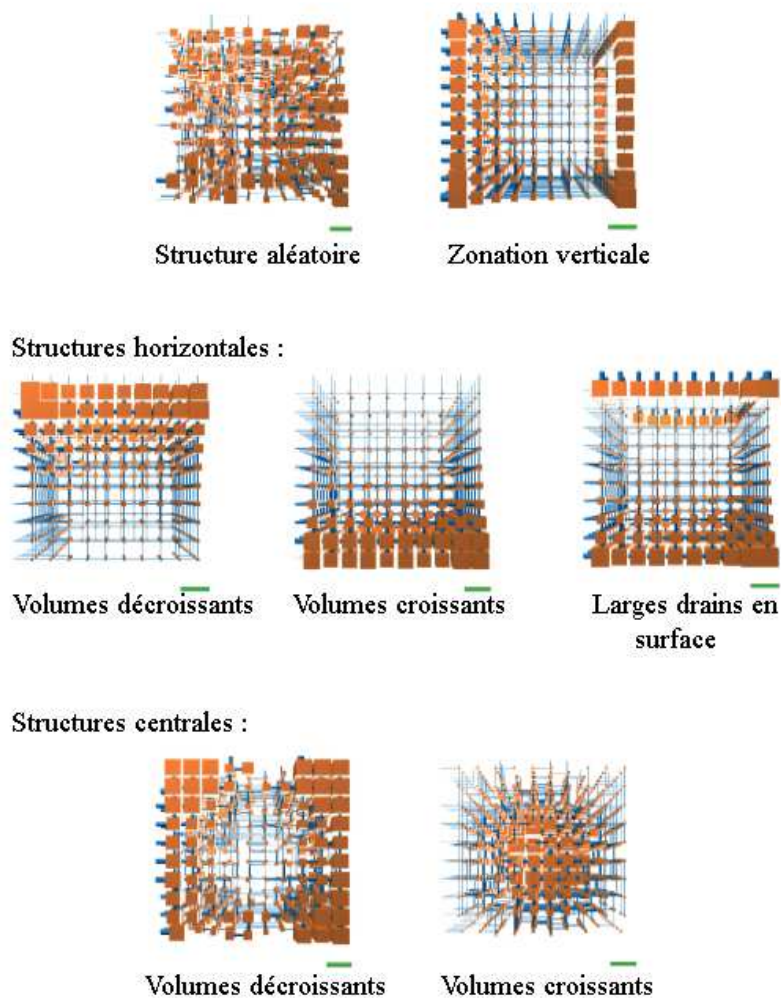


Figure II.8 : Structures de base utilisées pour la reconstitution de la géométrie du réseau poreux à l'aide du modèle Pore-Cor.

Parmi les nombreuses caractéristiques physiques estimées à partir de la maille obtenue, on peut noter la tortuosité, la distribution de la taille des particules, les effets de la présence de colloïdes sur les propriétés de transport, mais surtout la perméabilité absolue du modèle (Mathews 1996).

II.6.1.b Approche numérique, méthode de résolution et validation

L'approche numérique du problème se fait par méthode inverse. Le modèle teste différents assemblages de pores et de drains, estime la courbe d'injection équivalente à chacun d'eux, et retient celui qui représente au mieux la mesure pratiquée sur l'échantillon. Comme un grand nombre de combinaisons géométriques correspond à une courbe d'injection de mercure, pour réduire la quantité des solutions compatibles, certaines contraintes sont appliquées au modèle. Il est ainsi possible de préciser, entre autres, la valeur moyenne de la connectivité et la valeur moyenne du rapport entre le rayon du pore et le rayon du drain.

La méthode de résolution utilisée est la méthode de Nelder-Mead (Nelder and Mead 1965 ; Lagarias et al. 1998). Elle permet de trouver un minimum local d'une fonction à variables multiples par des explorations successives et progressivement affinées jusqu'au point recherché, tout en limitant le temps de calcul. De plus, les contraintes fournies à travers le modèle permettent également de réduire le champ de recherche et d'approcher plus rapidement la solution. Chaque configuration est testée en simulant une injection de mercure depuis le haut du modèle ; celle qui correspond le mieux aux données fournies est alors retenue.

Le modèle a été utilisé dans des domaines aussi nombreux que variés :

- la modélisation et la mise en relation des différentes propriétés de la porosité d'un grès avec des observations et analyses de laboratoire (Mathews et al. 2006).
- la modélisation et l'estimation de la taille des particules composant une couche de papier (Laudone et al. 2005)
- récemment, des calculs de perméabilité réalisés sur des argilites ont été validés par Esteban (2006).

II.6.2 Modélisation Thermo-Hydro-Mécanique: Code_Bright

II.6.2.a Bases théoriques

Code_Bright est un modèle numérique de résolution de problèmes Thermo-Hydro-Mécaniques en milieu géologique développé par l'Université Polytechnique de Catalogne. L'étude du comportement THM d'un milieu salifère (Olivella et al. 1996), en relation avec le stockage de déchets nucléaires était à l'origine du projet. Généralement, il est employé pour la résolution d'un ensemble de cinq équations de contrôle (équilibre des contraintes, transferts de masse d'eau, transferts de masse d'air, transferts d'énergie, et transferts de matière dissoute), mais il est également possible de résoudre une partie seulement de cet ensemble d'équations. Le modèle peut prendre en compte les déplacements, la dissolution d'air dans l'eau, l'advection et la diffusion de matière et d'énergie, et les changements de phase de l'eau (Vaunat and Olivella 2002).

D'un point de vue schématique (voir tableau II.2), le modèle peut être considéré comme un problème à 3 phases et 3 composants dont l'évolution est gérée par les équations de contrôle (Olivella et al. 1994):

Code Bright			
Phases	Composants	Equations de contrôle	
solide (composé de matière minérale et d'inclusions fluides)	matière minérale (solide ou dissoute dans la phase liquide)	Relations d'équilibre :	des 3 composants dans les différentes phases et entre ces phases
			des contraintes dans le milieu
			des transferts d'énergie dans le milieu
liquide (matière minérale dissoute, air dissous)	eau (liquide ou sous forme de vapeur dans la phase gazeuse)	Lois de comportement des différentes phases et de leurs propriétés physiques	
gazeuse (mélange d'air sec et de vapeur d'eau)	air (air sec sous forme de gaz ou dissous dans la phase liquide)	Conditions limites liées au problème	

Tableau II.2 : Structure du modèle Code_Bright ; Phases, composants et équations de contrôle.

En chaque point du modèle, et selon les options retenues pour le problème, les termes suivants sont donc traités :

- les termes de stockage des différents composants et de l'énergie
- les transferts par advection des différents composants et de l'énergie liés au transfert de fluides (contrôle de la pression)
- les transferts par diffusion des différents composants et de l'énergie (contrôle par le gradient de concentration ou le gradient de température)
- les termes de déformation
- les termes source/puits (contrôlés par les conditions aux limites)

II.6.2.b Approche numérique, méthode de résolution et validation

La résolution numérique du système d'équations différentielles partielles décrivant l'état du milieu en chaque point peut être divisée en deux parties : une discrétisation spatiale et une discrétisation temporelle. La discrétisation spatiale se fait par éléments finis alors que la discrétisation temporelle utilise les différences finies.

La méthode de Newton-Raphson est utilisée pour rechercher un schéma itératif permettant de résoudre ce problème non linéaire. Elle peut être appliquée de manière directe ou itérative suivant la complexité du problème et la densité du maillage.

Le modèle a été vérifié et validé à travers de nombreuses études parmi lesquelles (Olivella et al. 1996) :

- la modélisation de transferts de fluides et de chaleur en milieu infini depuis une source constante (comparaison avec des mesures)
- la modélisation d'un transfert diphasique d'eau et d'huile (comparaison avec des mesures)
- la modélisation de la convection thermique en milieu saturé (comparaison avec des mesures)
- la modélisation de nombreux problèmes de géotechnique (Alonso et al. 2005 ; Olivella and Vaunat 2006).

Un exemple de résultat est proposé dans la figure II.9. Il représente l'évolution de la pression fluide dans un barrage poids réalisé en matériaux naturel, au fil de sa construction, de sa mise en eau et en fonction des précipitations (Alonso et al. 2005).

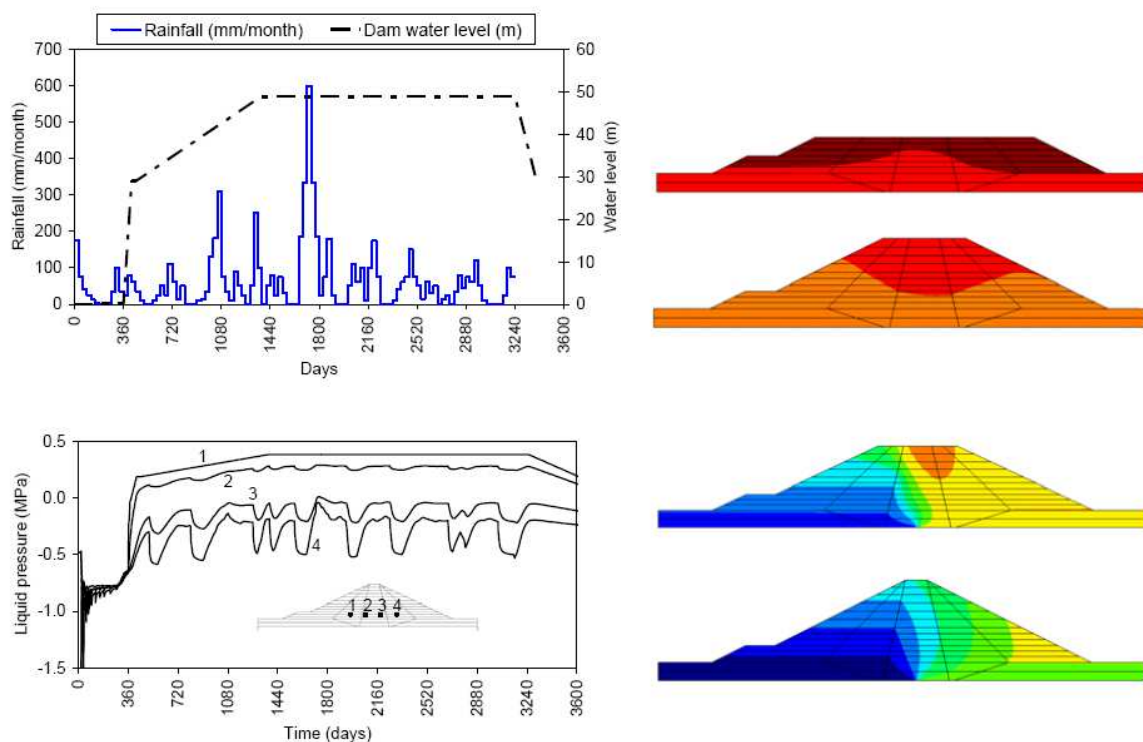


Figure II.9 : Evolution des précipitations et du niveau d'eau dans un réservoir artificiel ; réponse de la pression fluide dans le barrage au fil de la construction (Alonso et al. 2005).

II.7 Exploitation des mesures et des modèles numériques

Les transferts au sein de la zone de faille étant d'ordre fluide, mais également thermique, les informations sur la géométrie des vides et les propriétés de transfert du matériau, ainsi que leur évolution avec l'altération, ont été fournies par les différentes mesures de porosité, de surface spécifique et de perméabilité ; celles renseignant sur la structure globale de la zone de faille et les propriétés thermiques ont été acquises à travers les mesures de conductivité thermique.

A l'échelle microscopique, les essais de reconstitution de la géométrie des réseaux poreux à l'aide du modèle numérique Pore-Cor sont basés sur l'exploitation des données de porosimétrie par injection de mercure.

Enfin, la modélisation des transferts de matière et de chaleur dans les zones de faille, à l'aide du modèle numérique Code Bright, exploite l'intégralité de ces informations pour définir les différentes géométries à tester, ainsi que les propriétés physiques des entités qui les composent.

Cette approche multi-échelle du matériau est directement liée à la forte hétérogénéité minéralogique et structurale du granite de Soultz-sous-Forêts. Le cadre géologique de cette étude, ainsi que les caractéristiques de différents échantillons sont présentés dans le chapitre suivant.

CHAPITRE III

Cadre géologique et échantillonnage

Une version complète et abondamment renseignée de l'histoire géologique régionale et du contexte structural du granite de Soultz-sous-Forêts a été réalisée par Desayes (1995). Ce chapitre ne donne qu'une version synthétique et simplifiée de ces informations. Une description pétrographique détaillée est également disponible à travers les travaux de Genter et Traineau (1992).

III.1 Cadre géologique simplifié

Entre -350 et -180 Ma, le surépaississement crustal, dû à la mise en place de la chaîne Hercynienne débutée au Viséen, a permis la genèse de nombreux granites dont le granite de Soultz-sous-Forêts, ceux des Vosges, et de la Forêt-Noire (Fluck et al. 1987).

À la fin du Carbonifère et au Permien, l'effondrement gravitaire de la chaîne génère des structures extensives de type « pull apart » de direction N 45° E et N 60° E (Dewey 1988).

De la fin du Trias jusqu'au Jurassique, la sédimentation s'uniformise en faciès et en épaisseur (Boigk and Schöneich 1974), et dès le Jurassique moyen, la région se soulève. Au Jurassique supérieur, elle est émergée, jusqu'au Crétacé terminal. À cette époque des mouvements pré-alpins plissent la couverture sédimentaire en structure orientée WSW-ENE (Sittler 1974).

Au début du Cénozoïque, la région forme un vaste dôme à faible courbure (bloc Vosges - Forêt Noire), mais à l'Eocène moyen, la subsidence sur l'ensemble du fossé rhénan débute (Düringer 1988). Par la suite, les grandes structures bordières que sont la faille vosgienne et la faille rhénane occidentale à l'Ouest, mais également la faille schwarzwaldienne et la faille rhénane orientale à l'Est, se mettent en place. L'extension entraîne la formation de structures en blocs basculés d'une dizaine de degrés sur l'ensemble du fossé, et une reconstitution de la déformation effectuée par Villemain (1986), montre une extension uniforme de 10 à 20 % dans tout le graben, ce qui correspond à un écartement d'environ 4 km entre les failles majeures du rift depuis 40 millions d'années. À l'heure actuelle, le graben du Rhin constitue une structure de 300 km de long et 35 à 40 km de large ; son effondrement total est de l'ordre de 3000 mètres. Il est globalement asymétrique (fig. III.1), avec une profondeur plus importante le long de sa bordure orientale (Sittler 1992 ; Roussé 2007). La contrainte horizontale maximale est orientée ~N 45° (Delouis et al. 1993 ; Plenefish and Bonjer 1997), et le fossé fonctionne partiellement en décrochement sénestre.

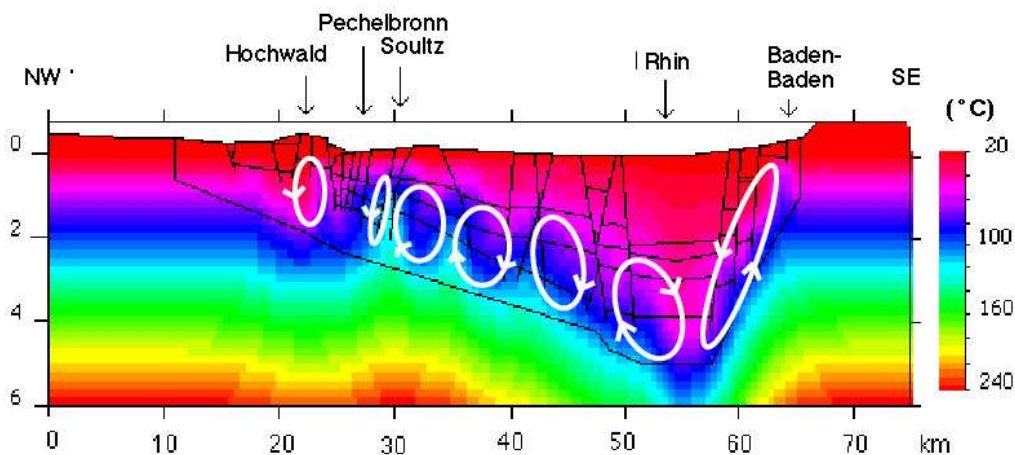


Figure III.1 : Modélisation du champ de température et circulation actuelles des fluides dans le fossé rhénan (d'après Le Carlier et al. 1993, modifié).

Durant toute la période d'amincissement de la croûte, la remontée des isothermes a engendré la modification du gradient géothermique régional. De plus, la mise en place de circulations fluides sous forme de cellules de convection (Le Carlier et al. 1993) dans les failles délimitant les blocs basculés (fig. III.1), ainsi que les propriétés thermiques de la couverture sédimentaire (plutôt isolante) ont provoqué une compression des isothermes dans les sédiments, favorisant le développement d'une anomalie dans le gradient géothermique. Au niveau de Soultz-sous-Forêts, elle est particulièrement intense : le gradient géothermique est de l'ordre de $105\text{ }^{\circ}\text{C/km}$ dans la couverture sédimentaire, puis décroît jusqu'à $38\text{ }^{\circ}\text{C/km}$ dans le socle granitique (fig. III.2) ; les variations locales du gradient géothermique correspondent à des zones de circulation fluide. À 5000 mètres, la température est de $200\text{ }^{\circ}\text{C}$ contre $150\text{ à }160\text{ }^{\circ}\text{C}$ dans le cas d'un gradient géothermique normal ($30\text{ à }32\text{ }^{\circ}\text{C/km}$).

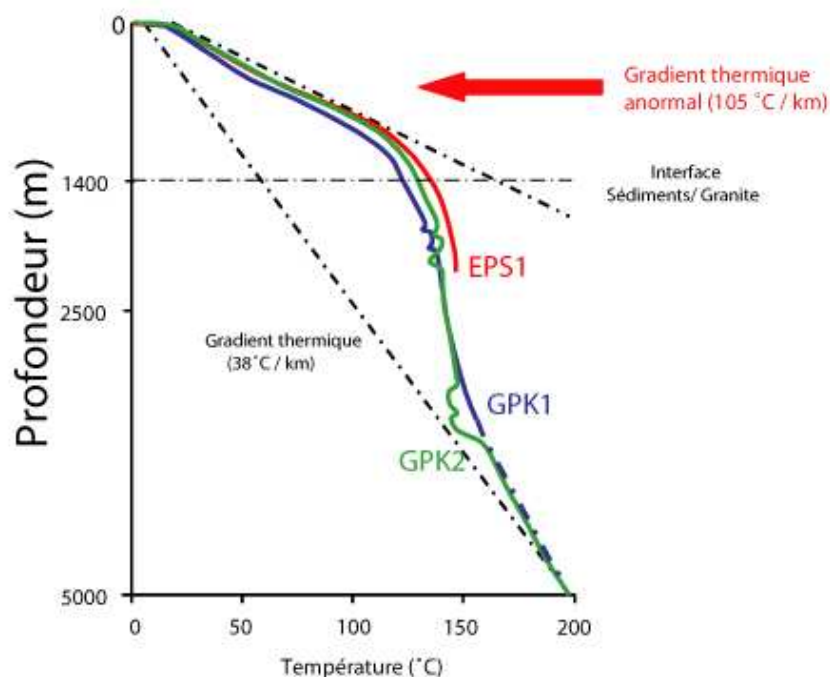


Figure III.2 : Profil de température des forages EPS1, GPK1 et GPK2 ; implication sur le gradient géothermique (d'après Pribnow et al. 1999, simplifié).

III.2 Le granite de Soultz-sous-Forêts

Depuis sa mise en place pendant l'orogénèse hercynienne, le granite de Soultz-sous-Forêts a subi une histoire tectonique polyphasée (cf. § III.1) favorisant le développement d'un réseau de failles et de fractures propices aux circulations fluides. Cette situation a entraîné une altération plus ou moins importante de la roche, et a engendré des variations de faciès et de porosité localisées en grande partie autour des structures faillées ou fracturées.

III.2.1 Géologie structurale

Grâce aux cinq puits réalisés dans le socle granitique, de nombreuses informations concernant la fracturation ont pu être rassemblées.

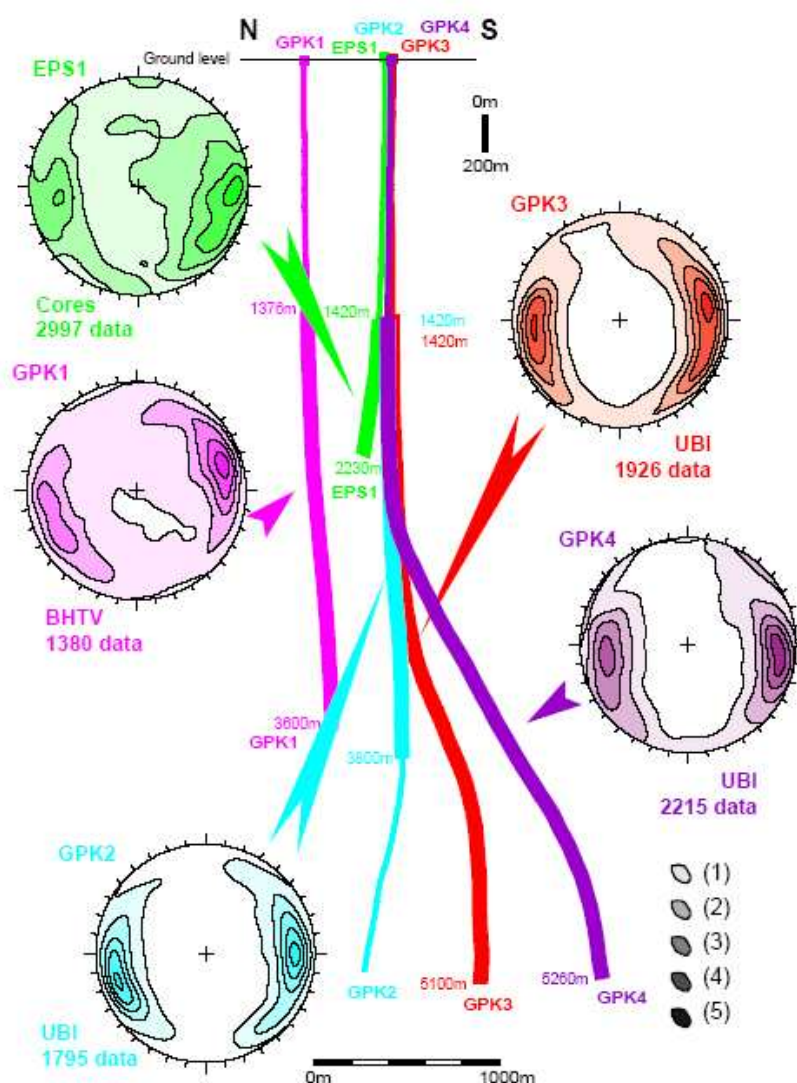


Figure III.3 : Orientation des fractures dans les forages de Soultz-sous-Forêts d'après les analyses de carottes (pour EPS1) et les imageries de puits (pour les autres forages). Les distances indiquées représentent le début et la fin de chaque section analysée (en distance parcourue le long du puits). Diagrammes de densité de fracture en projection de Schmidt, hémisphère inférieur : (1) 10%, (2) 30%, (3) 50%, (4) 70%, (5) 90 % (d'après Desayes et al. 2005).

D'une part, l'étude complète du carottage continu d'EPS1 a fourni des renseignements sur l'orientation, l'épaisseur et le remplissage de près de 3000 fractures (Genter et al. 1997).

D'autre part, les méthodes d'imagerie de puits (Ultrasonic Borehole Imager notamment) ont permis de mettre en évidence un minimum de 7300 fractures (seules les structures ouvertes, bien orientées par rapport aux structures et non cimentées sont visibles), de mesurer leur orientation locale dans le puits, et d'estimer leur épaisseur (Genter et al. 1997 ; Desayes et al. 2005). L'ensemble constitue une base de données de plus de 10300 éléments renseignant sur la géologie structurale du granite de Soultz-sous-Forêts au voisinage des différents puits. Ces données sont synthétisées dans la figure III.3 par Desayes et al. (2005).

Dans le granite de Soultz-sous-Forêts, l'orientation des failles et fractures est globalement N-S, avec un fort pendage (70 à 80°) orienté vers l'Est ou vers l'Ouest. Cette géométrie est à mettre en relation avec le contexte extensif à l'origine de la formation du fossé rhénan.

A plus grande échelle, il existe également une série de structures héritées de l'orogénèse varisque d'orientation N 30-40° (Edel et al. 2007).

III.2.2 Les faciès observés

Selon les structures et les circulations hydrothermales qui l'ont affecté, le granite de Soultz-sous-Forêts présente des faciès d'altération variables. Ce paragraphe constitue une synthèse de la pétrographie et des différents faciès d'altération tels que les ont décrits Genter (1990), Jaquemont (2002) et Surma (2003).

III.2.2.a Le granite sain

Le granite de Soultz-sous-Forêts est un granite à texture porphyrique avec des cristaux d'orthose de plusieurs centimètres (1 à 7 cm avec une moyenne de 2 cm), automorphes, et contenant des inclusions d'autres minéraux comme la biotite, le quartz, mais aussi des zonations de plagioclases. La matrice est composée de grains de l'ordre du centimètre (fig. III.4a).

La description quantitative de ce faciès sain a été réalisée par Ledésert et al. (1996), par analyse d'images ; la nature et la proportion des différents minéraux en présence (dont l'orthose) sont données dans le tableau III.1 :

Minéraux primaires	Proportions (% vol.)
Quartz	28,4
Plagioclase	39,9
Orthose	18,8
Biotite + chlorite	8,4
Hornblende	4,5

Tableau III.1 : Proportions volumiques relatives des minéraux du granite sain de Soultz-sous-Forêts (d'après Ledésert et al. 1996)

La proportion volumique de plagioclase observée est de 40 %. De par sa composition et ces proportions, ce minéral joue un rôle-clé dans les processus d'altération du granite de Soultz-

sous-Forêts (Genter 1990). Les résultats de modélisations numériques simulant l'altération du granite de Plombières en contexte hydrothermal (Fritz 1981) montrent également l'importance des plagioclases dans un tel processus, et souligne notamment la formation de minéraux secondaires comme l'illite ou la chlorite.

III.2.2.b Le granite hydrothermalisé

D'après Genter et Traineau (1992), ce phénomène d'altération hydrothermale est dû aux circulations fluides dans le réseau de fracture du granite. Il affecte la roche au voisinage de ce réseau, et trois sous-faciès ont pu être identifiés :

- altération hydrothermale à chlorite.

Ce faciès présente des feldspaths potassiques rouge brique, des biotites, du quartz, mais surtout des plagioclases verts (colorés par la chlorite). La texture reste porphyrique, et différentes veines cimentées avec du quartz, de la chlorite ou de la pyrite recoupent les orthoses (fig. III.4b).

- altération hydrothermale à illite.

Deux caractéristiques distinguent le faciès d'altération hydrothermale à illite. D'un côté, les orthoses peuvent être entourées d'auréoles de plagioclases plus ou moins altérés (structure « rapakivi »), de l'autre les plagioclases de la matrice sont dégradés en argile (principalement de l'illite), et prennent une couleur blanche à verdâtre. Par ailleurs, les biotites ont des teintes allant du gris au vert (fig. III.4c).

- altération hydrothermale à hématite.

Ce faciès se distingue par la couleur blanc-crème à violet des plagioclases (colorés par l'hématite), et une faible proportion de biotite. La texture est toujours porphyrique avec des phénocristaux d'orthose pouvant présenter des taches d'altération blanche (fig. III.4d).

Ces trois sous-faciès présentent de fines fractures et fissures d'épaisseur inférieure au millimètre, souvent cimentées, et visible dans les phénocristaux d'orthose, ainsi que dans la matrice en moindre proportion.

III.2.2.c Le granite hydrothermalisé cataclaté

Le faciès hydrothermalisé cataclaté se différencie du faciès hydrothermalisé par la présence en plus grand nombre de fractures millimétriques (Jacquemont 2002), visibles aussi bien dans les phénocristaux que dans la matrice. L'intensité de cette fracturation donne au granite une structure cataclatée. Deux sous-faciès ont été identifiés :

- un sous-faciès à hématite

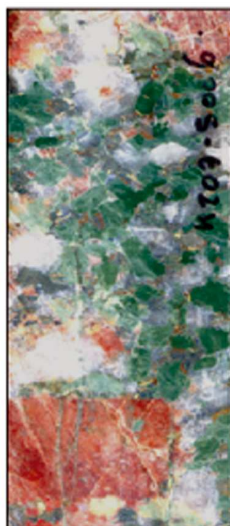
La description pétrographique est identique au faciès hydrothermalisé à hématite. La densité de fracture y est plus importante, et le remplissage de ces dernières est composé principalement d'hématite (fig. III.4e).

6 cm



(a) Granite sain

6 cm



(b) Faciès d'altération hydrothermale à chlorite

6 cm



(c) Faciès d'altération hydrothermale à illite

8 cm



(d) Faciès d'altération hydrothermale à hématite

8 cm



(e) Faciès d'altération hydrothermale à hématite cataclasé

6 cm



(f) Faciès d'altération hydrothermale cataclasé silicifié

Figure III.4 : Les différents faciès d'altération d'après les descriptions de Jacquemont (2002) et Surma (2003).

- un sous-faciès silicifié

La structure est fortement affectée, et une réduction de la taille des grains implique la disparition de la texture porphyrique. La proportion de quartz est plus importante, ce dernier se trouvant surtout sous forme de remplissage de veines, incluant parfois de l'illite (fig. III.4f).

III.2.3 Les faciès replacés dans la zone de faille

En 2002, Jaquemont propose une répartition des faciès dans la zone de faille en fonction de l'intensité de l'altération et de la fracturation (fig. III.5). Cette répartition reste néanmoins une vision idéalisée. En effet, les différents éléments de la zone de faille peuvent voir leur volume varier fortement.

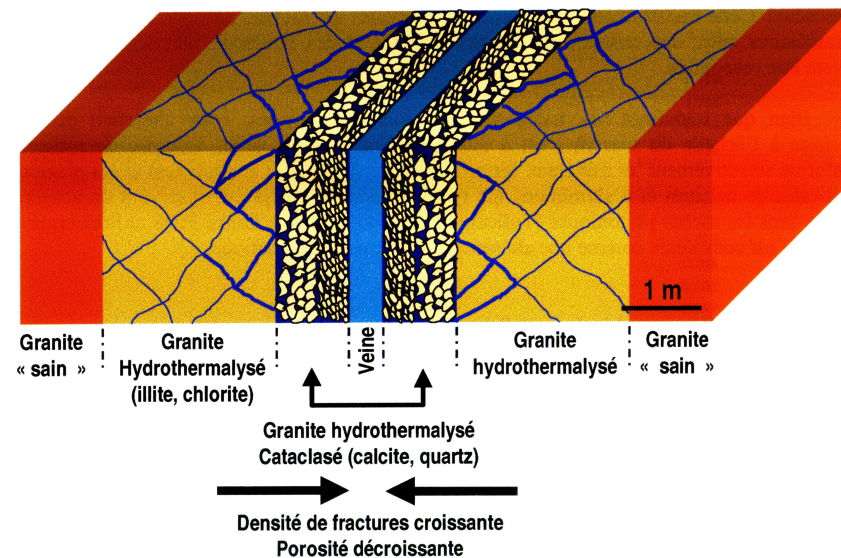


Figure III.5 : Répartition des faciès d'altération dans les zones de faille (d'après Jaquemont 2002).

Ce mode de répartition en fonction de la déformation et de l'altération est à rapprocher du modèle de Caine et al. (1996). Les faciès hydrothermaux cataclasés sont à mettre en relation avec la zone de gouge, et les faciès hydrothermaux non déformés avec la zone endommagée (fig. III.6), ce qui permet d'identifier, à partir des données de forage, une succession de zones de faille plus ou moins bien développées dans les différents puits (Surma 2003 ; Dezayes et al. 2005).

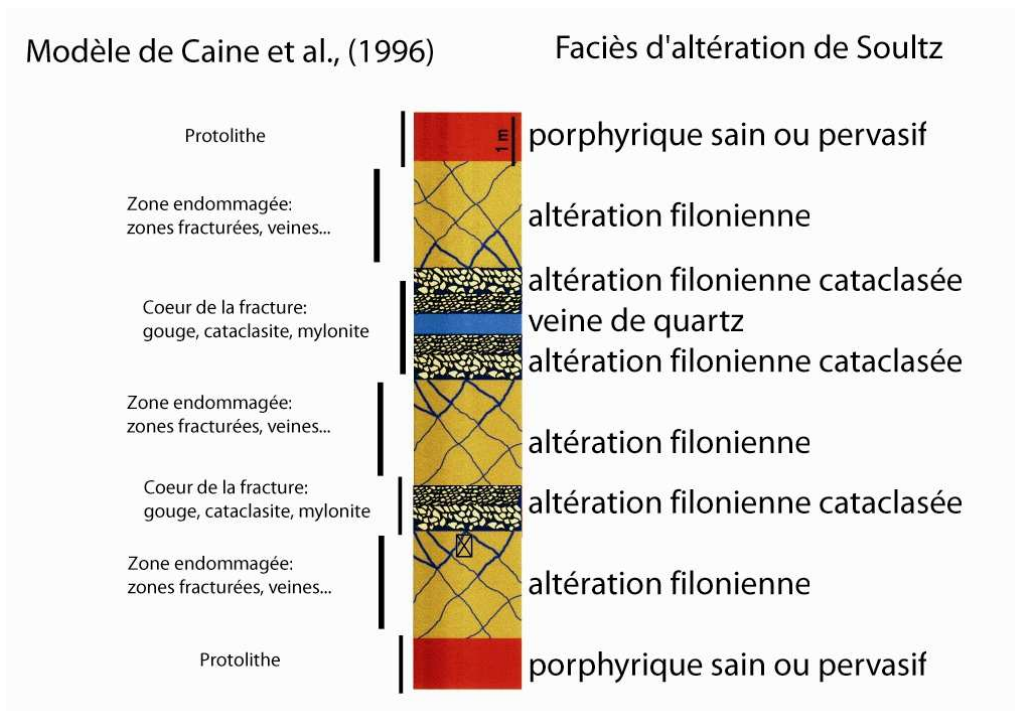


Figure III.6 : Mise en relation du modèle de Caine et al. (1996) et des faciès d'altération ; exemple de la zone comprise entre -2154 et -2166 m (d'après Surma 2003).

III.3 Le forage EPS1 : échantillonnage

En 1990, le forage de puits EPS1, reprenant le puits pétrolier n°4589 a été totalement carotté. La base de la pile sédimentaire a été atteinte à -1417 mètres. L'opération a été stoppée à -2230 mètres, en raison d'une déviation trop importante en fond de puits, dépassant 22° par rapport à la verticale. À l'origine, l'exploration était planifiée jusqu'à une profondeur de 3500 mètres. Ces 810 mètres de socle carottés ont servi de base à de nombreuses études structurales (Ledésert et al. 1993 ; Desayes et al. 1995 ; Genter et al 1995 ; Genter and Traineau 1996 ; Genter et al 1997 ; Sardini et al. 1997 ; Sausse 2000 ; Desayes et al 2005) et pétrographiques (Genter 1990 ; Traineau et al. 1991 ; Genter and Traineau 1992 ; Jacquemont 2002 ; Surma 2003).

Les échantillons exploités dans ce travail de thèse proviennent intégralement du forage EPS1. Le tableau III.2 résume les différentes caractéristiques (profondeur, faciès, structures) et les types de mesure pratiqués sur ces carottes. Selon le type d'étude réalisé, les échantillons ont été sélectionnés en fonction de leur faciès, et des structures qui les affectent :

- l'étude de la porosité de matrice de la zone endommagée (cf. chap. IV) ainsi que l'évolution de sa géométrie avec l'altération (cf. chap. V), ont nécessité des prélèvements entre les structures de déformation, sur des carottes présentant des faciès d'altération variés et croissants.
- d'un autre côté, l'étude de la conductivité thermique du granite de Soultz-sous-Forêts (cf. chap. VI) s'est positionnée aussi bien sur l'observation de différents faciès représentant les différentes parties de la zone de faille (cf. § IV.2.2.d), que sur des carottes affectées par de la fracturation et différentes cimentations, afin de distinguer les faciès des structures, et ainsi, mieux comprendre la géométrie globale de ces dernières.

Si nécessaire, de plus amples détails sur l'échantillonnage (orientation, taille) ont été fournis dans les chapitres présentant les différentes études réalisées au cours de ce travail.

N° de carotte	Prof. (m)	faciès	commentaire	type de mesure			
				porosité	perméabilité	surface spécifique	conductivité thermique
K74-2016	1420	AHI	fracture				
K75-2051	1428	AHH					
K79-2128	1455	AHI					
K81-2191	1471	AHH à AHCH	fracture à cimentation calcite-hématite				
K88-2350	1517	AHH à AHCH	fracture à cimentation calcite-hématite				
K102	1602	sain					
K108-2758	1631	AHI					
K109-2782	1637	AHI					
K109-2789	1639	AHH	fracture cimentée à l'illite				
K109-2795	1641	AHH					
K117-2900	1671	sain					
K134-3221	1779	sain					
K136	1797	sain					
K138-3318	1807	AHI					
K142	1846	AHI					
K150-3645	1906	AHI					
K165	2002	AHI	fracture				
K177-4329	2053	AHCS					
K191	2142	sain					
K193	2152	AHI	fracture cimentée au quartz				
K195-4772	2161	AHI	faille cimentée au quartz				
K195-4774	2161	AHI					
K195-4777	2162	AHCS	faille cimentée au quartz				
K195-4782	2163	AHI	fracture à cimentation quartz-illite				
K207-5028	2224	sain					

Tableau III.2 : Les différentes carottes étudiées ; leur faciès (AHI = altération hydrothermale à illite, AHH = altération hydrothermale à hématite, AHCH = altération hydrothermale cataclasé à hématite, AHCS = altération hydrothermale cataclasé silicifié) ; les types de mesures réalisées.

La forte hétérogénéité minéralogique et structurale du granite de Soultz-sous-Forêts implique des études et un échantillonnage à différentes échelles, afin de distinguer, d'une part, les informations propres à la matrice, et d'autre part, celles liées aux structures. Il sera ainsi possible d'utiliser au mieux ces informations dans les modèles numériques de circulation. Ces différentes approches sont présentées dans les chapitres suivants, et abordent dans un premier temps la pétrophysique et l'altération à l'échelle microscopique, puis, en relation avec les structures de déformation, tentent de les intégrer à l'échelle macroscopique.

CHAPITRE IV

Essais de modélisation de la structure microscopique du réseau poreux.

Des essais de modélisation de la géométrie des réseaux poreux ont été pratiqués à partir des mesures de porosimétrie par injection de mercure, réalisées sur différents échantillons du granite de Soultz-sous-Forêts. Le modèle Pore-cor, basé sur les méthodes inverses et développé par Mathews et al. (1993, 2006) permet de générer des géométries de réseau poreux qui correspondent aux courbes d'injection de mercure.

Au delà d'un simple exercice de géométrie, ce modèle permet surtout d'accéder à certaines propriétés physiques du réseau poreux modélisé (perméabilité, comportement en présence de colloïdes) et d'en tester d'autres (connectivité, forme des vides). Une comparaison avec les valeurs mesurées directement sur les échantillons permettra de valider le modèle dans le cas du granite de Soultz-sous-Forêts.

IV.1 Choix des échantillons

Un ensemble de 34 échantillons cylindriques (18 mm de diamètre et 15 mm de longueur) a été prélevé sur les carottes du forage EPS1, parallèlement à l'axe du puits. Les différents éléments proviennent pour partie du protolithe, mais surtout de différentes matrices de la zone endommagée, affectées ou non par la fracturation, et présentant des niveaux d'altération variés. Pour chaque faciès, la minéralogie primaire, les structures et les phases d'altération ont été décrites par Traineau et al. (1991) et Genter and Traineau (1992), et sont résumées dans le tableau IV.1 (cf. § III.2.2).

Faciès	Minéralogie primaire	structure	phases d'altération
Granite sain	granite porphyrique à phénocristaux d'orthose (1 à 7 cm), quartz, plagioclase, biotite, chlorite et des traces de hornblende	Microfracturé	
Altération Hydrothermale à Chlorite		Microfracturé à fracturé	Les plagioclases et les biotites sont en partie remplacés par de la chlorite
Altération Hydrothermale à Hématite			Les plagioclases et les biotites sont remplacés par des argiles et des carbonates, les chlorites par des illites
Altération Hydrothermale à Illite			Les plagioclases et les biotites sont remplacés par des argiles et des carbonates, les chlorites par des illites, forte concentration en hématite
Altération Hydrothermale Cataclasée à Hématite		Cataclasé	Les plagioclases et les biotites sont remplacés par des argiles et des carbonates, les chlorites par des illites, forte concentration en hématite
Altération Hydrothermale Cataclasée Siliciifiée		La structure est fortement affectée (réduction de la taille des grains, disparition de la texture porphyrique)	La proportion de quartz est plus importante, notamment sous forme de remplissage de veines, incluant parfois de l'illite

Tableau IV.1 : Pétrographie, structures et phases d'altération des différents faciès du granite de Soultz-sous-Forêts.

Les dimensions des échantillons imposées par les contraintes techniques (cf. § II.3.3) correspondent à un volume inférieur au Volume Élémentaire Représentatif, c.-à-d. le volume minimal assurant un résultat caractéristique du matériau. En effet, les phénocristaux d'orthose ont des dimensions supérieures à celles des cellules de mesure, un échantillonnage aléatoire pourrait donc être composé de 100% d'orthose et perdre toute représentativité du matériau. Pour contourner ce problème, et obtenir néanmoins des résultats exploitables en terme de faciès étudié, l'échantillonnage a été réalisé en respectant les proportions minéralogiques de la roche ; ainsi, les résultats fournis par la porosimétrie au mercure peuvent être directement reliés au matériau étudié, et des essais de modélisation numérique peuvent être pratiqués. Les 34 échantillons étudiés, leur faciès d'altération, ainsi que les éventuelles remarques sur les structures qui les affectent sont regroupés dans le tableau IV.2.

IV.2 Mesures réalisées et modèle utilisé

Les essais de modélisation de la géométrie du réseau poreux sont basés sur les résultats fournis par la porosimétrie au mercure, et une première validation peut être obtenue à travers la comparaison des valeurs de perméabilité calculées pour les différentes géométries testées et celles mesurées directement sur les échantillons.

Dans un premier temps, une mesure de perméabilité est donc réalisée sur chaque échantillon, à l'aide d'un perméamètre à gaz à charge constante. Le principe de cette mesure est basé sur la loi de Fick et la théorie de Darcy (1856), ainsi que sur les travaux de Klinkenberg (1941) (cf. § II.3.2).

Echantillon	Faciès	Remarques	Echantillon	Faciès	Remarques
01_K75-2051	AHH	échec de la porosimétrie au mercure	18_K136	sain	échec de la mesure de perméabilité
02_K79-2128	AHI		19_K136		
03_K79-2128			20_K136		
04_K81b	AHH à AHCH		21_K138-3318	AHI	
05_K81b			22_K138-3318		
06_K102	sain		23_K138-3318		
07_K108-2758	AHI	échec de la mesure de perméabilité	24_K142		
08_K108-2758			25_K142		
09_K108-2758			26_K150-3645		
10_K108-2758			27_K150-3645		
11_K109-2795	AHH	échec de la mesure de perméabilité	28_K150-3645	AHCS	
12_K109-2795		échantillon fracturé	29_K177-4329		
13_K109-2795			30_K193	AHI	
14_K109-2782	AHI	échantillon fracturé	31_K193		
15_K109-2782			32_K195-4774		
16_K117-2900	sain		33_K195-4774		
17_K117-2900			34_K195-4774		

Tableau IV.2 : Les différents échantillons étudiés, leur faciès (AHI = altération hydrothermale à illite, AHH = altération hydrothermale à hématite, AHCH = altération hydrothermale cataclasé à hématite, AHCS = altération hydrothermale cataclasé silicifié), et les remarques relatives à leur structure ou aux mesures (les différents échecs de mesure sont liés aux contraintes techniques, cf. chap. II).

Par la suite, les informations sur la porosité de chaque échantillon sont recueillies par porosimétrie au mercure. Elle permet entre autre, en considérant l'injection directe du mercure, de définir la proportion de la porosité totale accessible à travers chaque seuil d'accès (cf. § II.1.3). De plus, si la mesure est réalisée sous forme de cycles d'injection/retrait, il est non seulement possible de déterminer la courbe d'injection directe, mais également d'obtenir des informations sur les proportions de porosité libre et de porosité piégée (cf. § II.1.3.c et § IV.4.2.a), ainsi que sur la distribution des volumes de la porosité libre en fonction des seuils d'accès et des diamètres moyen des pores (cf. § IV.4.2.b).

Finalement, les essais de modélisation de la géométrie du réseau poreux ont été réalisés à l'aide du modèle numérique Pore_Cor (cf. § II.6.1). Par méthode inverse, les courbes d'injection directe du mercure dans le réseau poreux ont été utilisées pour définir la géométrie la plus appropriée ; les valeurs de perméabilité correspondant aux différentes géométries modélisées ont été calculées et confrontées à celles réellement mesurées.

IV.3 Résultat et discussion

IV.2.1 Valeurs de porosité et de perméabilité

Les mesures de porosimétrie au mercure réalisées sur l'ensemble des échantillons indiquent des valeurs de porosité variant de 0,13 % à 9,83 % selon l'état d'altération ou de fracturation de l'échantillon. Les résultats sont disponibles dans le tableau IV.3 :

Echantillon	porosité (%)	Echantillon	porosité (%)	Echantillon	porosité (%)
01_K75-2051		13_K109-2795	0,81	25_K142	0,37
02_K79-2128	2,91	14_K109-2782	0,27	26_K150-3645	0,33
03_K79-2128	3,33	15_K109-2782	0,61	27_K150-3645	0,4
04_K81b	5,59	16_K117-2900	0,82	28_K150-3645	0,35
05_K81b	6,92	17_K117-2900	0,22	29_K177-4329	1,75
06_K102	0,13	18_K136	0,44	30_K193	3,92
07_K108-2758	1,14	19_K136	0,38	31_K193	5,07
08_K108-2758	1,21	20_K136	0,4	32_K195-4774	8,62
09_K108-2758	1,59	21_K138-3318	1,82	33_K195-4774	9,87
10_K108-2758	1,97	22_K138-3318	0,51	34_K195-4774	7,83
11_K109-2795	3,93	23_K138-3318	0,82		
12_K109-2795	1,15	24_K142	0,36		

Tableau IV.3 : Porosité des échantillons de granite.

Les mesures de perméabilité réalisées sur les 34 échantillons s'étendent sur cinq ordres de grandeur, de $1,82 \times 10^{-15}$ à $9,18 \times 10^{-21}$ m². Deux échantillons présentent des perméabilités de l'ordre de 10^{-15} m² ; il s'agit des deux échantillons fracturés (12_K109-2795 et 14_K109-2782) ; trois autres légèrement endommagés (07_K108-2758, 11_K109-2795 et 18_K136) ne possédaient plus la géométrie requise pour la réalisation de la mesure. Enfin, le reste des valeurs, caractérisant la perméabilité de la matrice, varie entre $5,29 \times 10^{-17}$ et $9,18 \times 10^{-21}$ m² (tab. IV.4).

Echantillon	perméabilité (m ²)	Echantillon	perméabilité (m ²)	Echantillon	perméabilité (m ²)
01_K75-2051	2,95E-17	13_K109-2795	2,08E-17	25_K142	2,92E-20
02_K79-2128	1,75E-19	14_K109-2782	1,82E-15	26_K150-3645	8,17E-19
03_K79-2128	9,18E-21	15_K109-2782	5,29E-17	27_K150-3645	5,07E-18
04_K81b	1,93E-18	16_K117-2900	1,35E-17	28_K150-3645	2,44E-20
05_K81b	1,02E-19	17_K117-2900	2,36E-17	29_K177-4329	1,63E-20
06_K102	5,87E-18	18_K136		30_K193	7,37E-18
07_K108-2758		19_K136	2,14E-17	31_K193	1,70E-18
08_K108-2758	4,06E-19	20_K136	4,63E-18	32_K195-4774	1,44E-18
09_K108-2758	4,57E-18	21_K138-3318	1,20E-18	33_K195-4774	7,59E-19
10_K108-2758	1,28E-18	22_K138-3318	2,91E-17	34_K195-4774	5,38E-19
11_K109-2795		23_K138-3318	1,32E-17		
12_K109-2795	1,58E-15	24_K142	7,79E-18		

Tableau IV.4 : Perméabilités mesurées sur les granites de Soultz-sous-Forêts.
Les échantillons 7, 11 et 18 présentaient des défauts techniques qui n'ont pas permis la mesure (voir texte).

IV.3.2 Porosimétrie par injection de mercure

Les formes des différentes courbes de porosimétrie par injection de mercure réalisées sur les 34 échantillons correspondent principalement à l'une des trois courbes présentées dans la figure IV.1 :

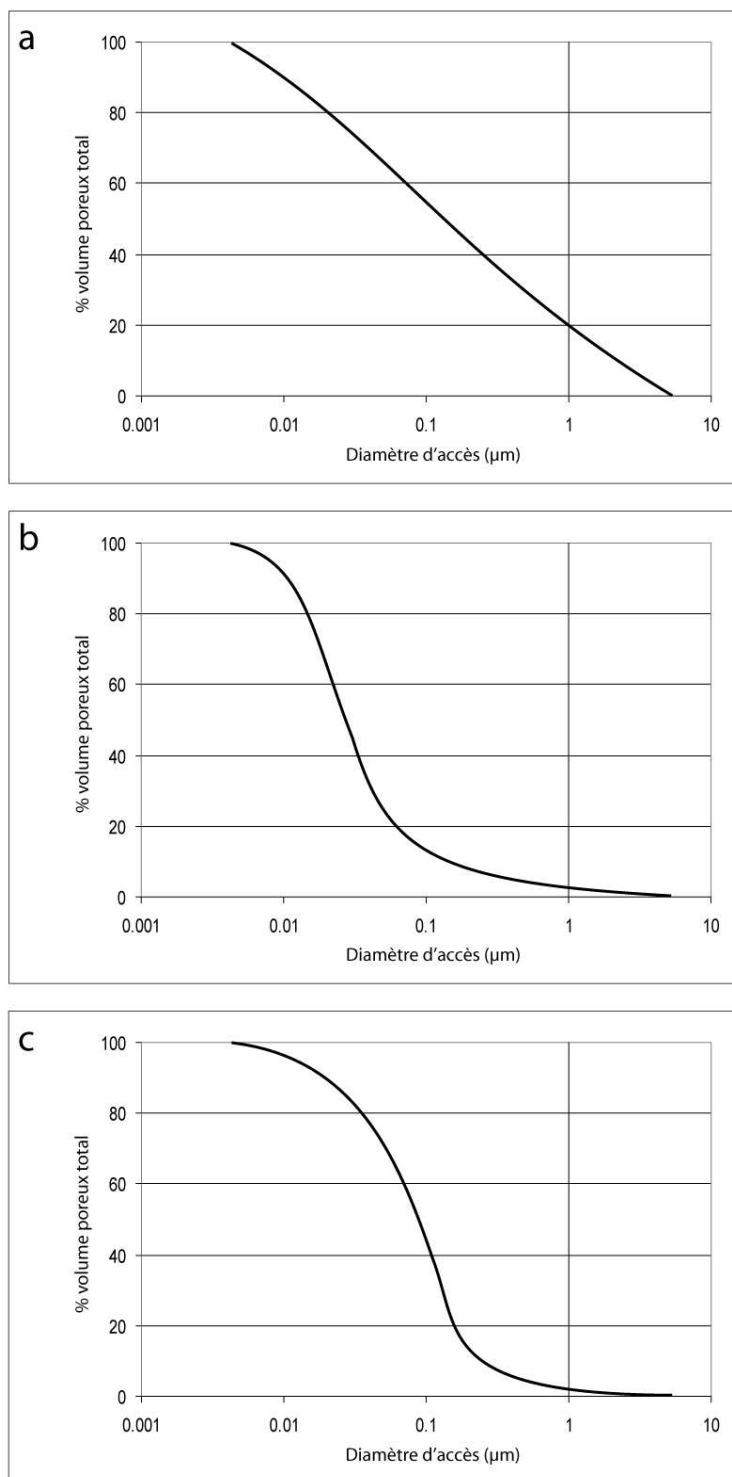


Figure IV.1 : Les principales formes de courbes d'injection de mercure, en % du volume poreux total (voir texte).

Globalement, les échantillons de faible porosité ($< 1\%$) présentent une distribution homogène des volumes injectés en fonction des seuils d'accès (fig. IV.1a), alors que dans le cas des échantillons les plus poreux ($> 3\%$), l'accès au vide est principalement contrôlé par les diamètres compris entre 0,3 et 0,03 μm (fig. IV.1c). Les échantillons de porosités intermédiaires possèdent un réseau poreux principalement contrôlé par des seuils d'accès compris entre 0,07 et 0,01 μm (fig. IV.1b).

IV.3.3 Modélisation numérique

Le modèle numérique Pore-Cor a été utilisé pour générer différentes distributions de pores et de seuils d'accès, et donc différentes géométries de réseau poreux, compatibles avec les courbes d'injection de mercure (Mathews et al. 1993). Dans ce modèle, 7 géométries de base sont disponibles pour contraindre plus ou moins la distribution des vides ; elles ont toutes été testées et sont décrites ci dessous (cf. fig. II.8):

- « Random » (structure aléatoire) : les pores et les seuils d'accès sont distribués de manière aléatoire.
- « Vertical Banding » (zonation verticale) : le modèle est formé de bandes verticales avec des diamètres de pores et de seuils d'accès décroissants depuis la gauche vers la droite.
- « Horizontal Banded Structure / Large to Small » (structure horizontale à diamètres décroissants) : le modèle est formé de bandes horizontales avec des diamètres de pores et de seuils d'accès décroissants depuis le haut vers le bas.
- « Horizontal Banded Structure / Small to Large » (structure horizontale à diamètres croissant) : le modèle est formé de bandes horizontales avec des diamètres de pores et de seuil d'accès croissants depuis le haut vers le bas.
- « Horizontal Banded Structure / Large Surface Throats » (structure horizontale avec de larges seuils d'accès en surface) : le modèle a une architecture similaire au modèle précédent, mais possède en plus, à sa surface, des seuil d'accès à larges diamètres.
- « Central Zoned Structure of Small Throats » (structure centrale à seuil d'accès fin) : les pores et les seuils d'accès présentent des diamètres décroissants vers le centre du modèle.
- « Central Zoned Structure of Large Throats » (structure centrale à seuil d'accès large) : les pores et les seuils d'accès présentent des diamètres croissants vers le centre du modèle.

Pour chacune de ces géométries de base, une distribution de pores et de seuils d'accès correspondant à la courbe d'injection de mercure a été recherchée. La perméabilité du modèle a alors été calculée et comparée à la valeur mesurée sur l'échantillon ; les résultats sont disponibles dans le tableau IV.5.

Echantillon	perméabilité (m ²)	Perméabilités calculées pour les différentes géométries générées par Pore-Core (m ²)						
		random	VB	HBS_LtS	HBS_StL	HBS_LST	CZS_CZST	CZS_CZLT
01	2,95E-17							
02	1,75E-19	1,76E-18	2,10E-17	5,05E-20	6,62E-19	5,48E-19	3,66E-18	4,59E-19
03	9,18E-21	1,01E-18	8,24E-19	1,27E-19	1,28E-18			1,73E-18
04	1,93E-18	4,03E-18	5,76E-18	2,93E-20	2,21E-18	9,48E-18	3,27E-17	1,07E-17
05	1,02E-19	1,07E-17	6,65E-17	4,91E-20	1,84E-17	5,05E-18	9,55E-17	2,30E-17
06	5,87E-18	4,92E-19	6,48E-19	4,55E-20	3,68E-19	4,05E-19	7,45E-19	4,61E-19
07		1,38E-19	7,61E-18	1,21E-20	3,15E-19	6,39E-20	7,01E-19	2,91E-19
08	4,06E-19	2,42E-19	1,17E-18	1,44E-20	1,16E-19	7,23E-19	6,27E-19	3,60E-19
09	4,57E-18	3,20E-18	2,17E-19	3,73E-21	2,18E-21		4,60E-19	1,59E-19
10	1,28E-18	2,25E-18	3,80E-19	3,04E-20	6,84E-19	3,28E-19	2,01E-18	5,84E-19
11		5,83E-19	2,99E-18	5,81E-20	8,24E-19	6,97E-19	3,63E-18	1,41E-18
12	1,58E-15	3,50E-18	1,22E-18	2,17E-19	5,61E-19	1,28E-18	1,77E-18	1,45E-18
13	2,08E-17	5,59E-19	2,61E-18	2,02E-19	4,88E-19	6,25E-19	2,46E-18	7,88E-19
14	1,82E-15	5,71E-19	9,00E-19	1,36E-20	1,03E-19	3,63E-19	5,55E-19	4,75E-19
15	5,29E-17	2,46E-19	2,43E-19	4,77E-20	8,20E-20	3,99E-19	8,74E-19	3,50E-19
16	1,35E-17	4,60E-18	4,97E-19	2,77E-20	3,03E-19	5,03E-19	8,25E-19	3,31E-19
17	2,36E-17	4,50E-19	5,85E-19	8,64E-20	1,83E-20	3,76E-19	6,90E-18	4,57E-19
18		3,43E-20	2,20E-20	5,99E-21	1,35E-19	2,82E-20	3,08E-19	1,56E-19
19	2,14E-17	2,42E-18	1,05E-19	7,30E-21	3,26E-20	1,51E-19	4,08E-19	1,88E-19
20	4,63E-18	2,40E-19	4,72E-20	3,44E-20	4,58E-20	4,31E-20	4,44E-19	2,07E-19
21	1,20E-18	1,47E-18	1,15E-18	2,80E-20	3,50E-19	9,18E-20	7,11E-19	1,34E-20
22	2,91E-17	5,18E-19	3,17E-18	4,51E-20	2,61E-19	3,08E-19	1,11E-18	3,69E-19
23	1,32E-17	3,94E-19	1,36E-19	4,37E-20	4,46E-19	2,64E-19	9,78E-19	3,94E-19
24	7,79E-18	2,39E-19	1,04E-19	9,92E-21	4,52E-20		7,26E-19	1,81E-19
25	2,92E-20	4,95E-19	7,70E-20	3,21E-20	1,93E-19	1,64E-20	2,26E-19	2,26E-19
26	8,17E-19	3,91E-19	2,39E-19	8,94E-20	1,58E-19	4,04E-19	9,15E-19	3,23E-19
27	5,07E-18	6,65E-19	8,37E-20	2,89E-20	2,44E-19	1,19E-19	6,39E-19	3,42E-19
28	2,44E-20	4,42E-19	2,07E-19	2,79E-20	3,81E-19	1,73E-19	8,51E-19	4,14E-19
29	1,63E-20	4,97E-18	6,32E-18	6,36E-20	3,78E-19	5,38E-19	2,37E-18	6,61E-19
30	7,37E-18	1,93E-18	2,41E-17	4,78E-19	2,63E-18	5,89E-19	2,09E-17	4,69E-18
31	1,70E-18	3,46E-18	1,07E-16	3,24E-19	7,25E-18	4,65E-18	7,40E-17	1,04E-17
32	1,44E-18	1,23E-17	1,69E-16	4,70E-19	1,21E-17	2,23E-17	1,14E-16	2,31E-17
33	7,59E-19	1,02E-17	2,22E-16	8,80E-18	4,99E-17	1,50E-17	1,70E-16	2,60E-17
34	5,38E-19	1,02E-17	1,09E-16	2,32E-19	5,53E-18	1,59E-18	2,63E-17	1,41E-17

Tableau IV.5 : Perméabilités calculées pour chaque géométrie du modèle
(VB = vertical banding, HBS_LtS = Horizontal Banded Structure / Large to Small, HBS_StL = Horizontal Banded Structure / Small to Large, HBS_LST = Horizontal Banded Structure / Large Surface Throats, CZS_CZST = Central Zoned Structure of Small Throats, CZS_CZLT = Central Zoned Structure of large Throats) et valeurs réellement mesurées.

Pour chaque modèle de réseau poreux, les valeurs de perméabilité calculées sont confrontées à la valeur mesurée (fig. IV.2). En général, les modèles correspondant à un échantillon donné présentent des perméabilités qui varient sur un à deux ordres de grandeur selon leur géométrie. De plus, aucune corrélation ne peut être mise en avant, que ce soit de manière générale ou en considérant individuellement chaque géométrie testée.

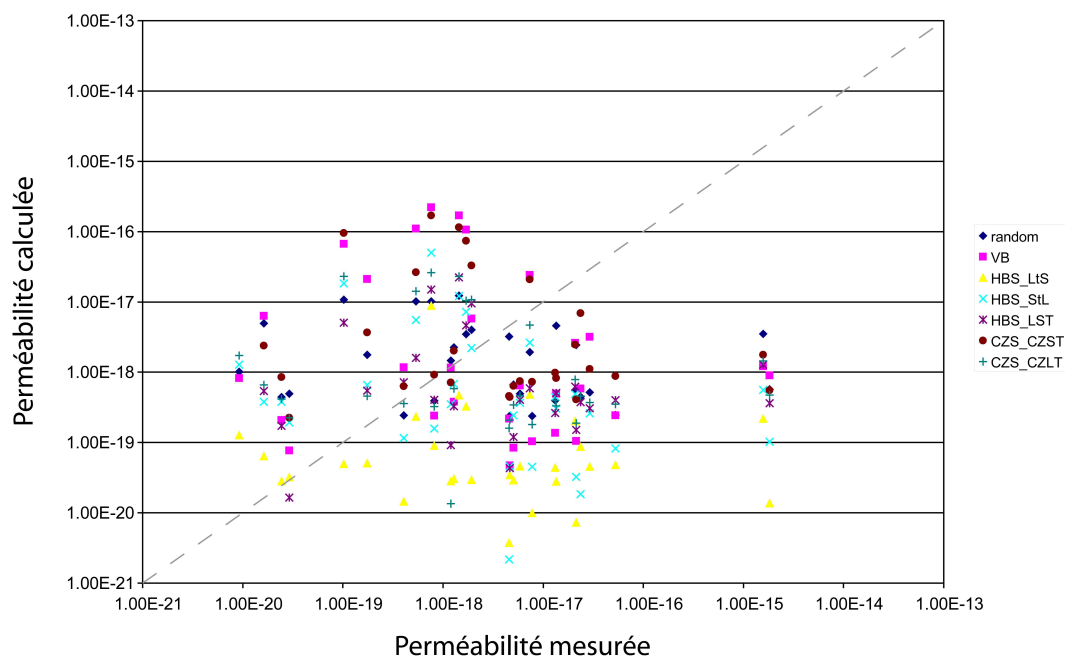


Figure IV.2 : Relation entre perméabilités calculées par le modèle et perméabilités mesurées.

Néanmoins, comme les différents échantillons présentent une gamme de porosité assez étendue et des courbes d'injection de formes variées (cf § IV.3.2), il est justifié de penser que la géométrie du modèle la plus appropriée pourrait ne pas être la même pour tous. La valeur de porosité doit donc également être prise en compte lors des comparaisons qui permettraient de valider le modèle. A cet effet, la figure IV.3 présente le rapport « perméabilité calculée/perméabilité mesurée » en fonction de la porosité. Ainsi, si une géométrie est particulièrement appropriée, ou si cette dernière varie en fonction de la porosité, il est possible de l'identifier (ordonnée proche de 1).

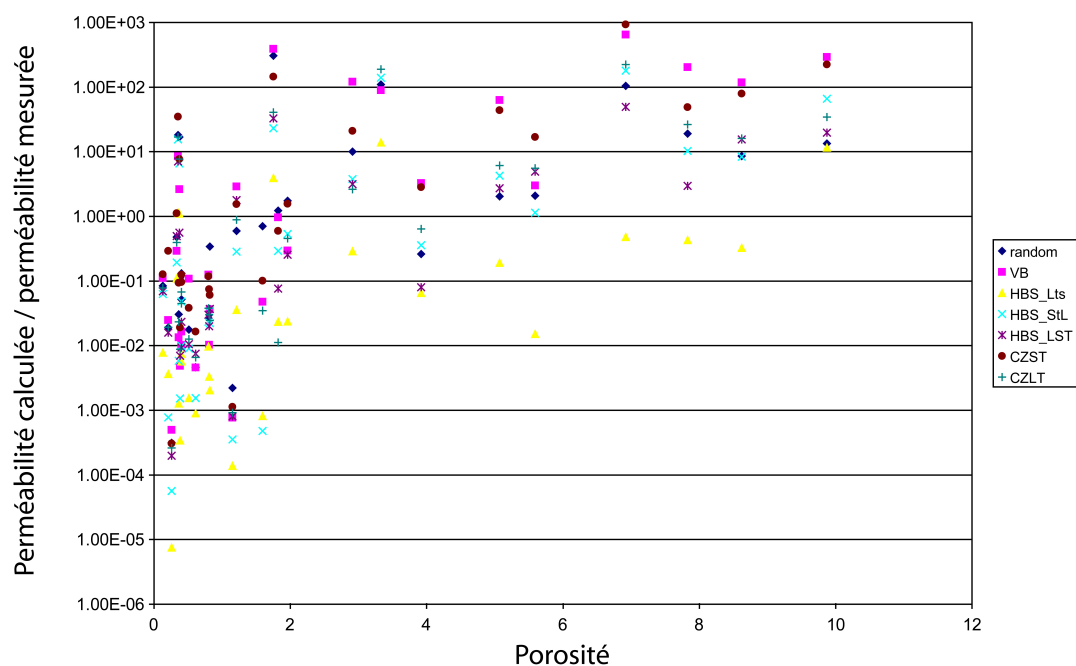


Figure IV.3 : Rapport perméabilité calculée / perméabilité mesurée en fonction de la porosité.

Malheureusement, aucune des géométries testées ne semble correspondre, les perméabilités calculées ne peuvent pas être mises en relation avec celles réellement mesurées sur les échantillons, même partiellement ; il n'est pas possible non plus de mettre en évidence une évolution de cette géométrie. Dans sa configuration actuelle le modèle ne permet donc pas la modélisation de la géométrie du réseau poreux du granite de Soultz-sous-Forêts.

IV.4 Conclusion et ouvertures

Les essais de modélisation de la géométrie du réseau poreux réalisés sur les 34 échantillons de granite provenant du forage EPS1 n'ont pas abouti à des résultats concluants. Deux paramètres majeurs contrôlent ces résultats : la géométrie globale du modèle (à choisir parmi 7 proposées, cf. plus haut), et la forme des données de porosité obtenues par porosimétrie au mercure (ici, la courbe d'injection directe).

Le modèle étant basé sur les méthodes inverses, la nature et la forme des éléments fournis influent fortement sur la qualité et surtout la validité des résultats. Dans le cas présent, afin d'obtenir des résultats plus intéressants, il semble nécessaire de repenser la géométrie globale, ainsi que la forme des données de porosité (plus précises notamment).

Quelques propositions d'investigation et d'optimisation sont présentées ci-dessous. Néanmoins, leur mise en œuvre aurait nécessité un volume horaire qui n'était plus en accord avec le cadre de la thèse. Le manque de temps n'a donc pas permis d'explorer ces voies qui semblent pourtant prometteuses.

IV.4.1 Une géométrie globale adaptée

A l'instar des géométries à structure horizontale et de celles à structure centrale, développées respectivement pour l'étude du papier et des sols, il semble nécessaire d'en proposer une nouvelle pour améliorer l'efficacité du modèle.

Le problème réside dans la forte hétérogénéité du granite de Soultz-sous-Forêts qui ne trouve sans doute pas de correspondance dans les différentes géométries proposées. Le réseau n'y est pas distribué de manière homogène, notamment dans le cas d'une altération limitée. A l'extrême, si le granite est sain, le réseau poreux n'est principalement développé qu'au niveau des joints de grain et des structures de déformation, les différents minéraux ne présentant pas ou peu de vides connectés (Ledésert et al 1996 ; Surma 2003).

Une géométrie plus appropriée devrait donc permettre qu'une partie du modèle puisse demeurer sans porosité, afin de représenter les portions non connectées et de concentrer les vides dans les parties assimilables aux joints de grain, aux fractures ou aux minéraux altérés.

IV.4.2 Des données de porosité plus détaillées

Une autre manière d'optimiser les résultats consiste à fournir au modèle des mesures de porosité plus détaillées. La porosimétrie au mercure le permet, pour peu que l'investigation soit réalisée de manière plus poussée, notamment en pratiquant un ou plusieurs cycles d'injection/retrait. Cette technique permet en premier lieu de discerner la porosité libre de la porosité piégée pour chaque seuil d'accès, et pour sa version la plus détaillée, de mesurer les

volumes injectés dans la porosité libre en fonction du seuil d'accès et du diamètre moyen des pores.

IV.4.2.a Porosité libre et porosité piégée

La mesure conventionnelle de porosimétrie par injection de mercure se fait par augmentation progressive de la pression, jusqu'à saturation du volume poreux à la pression maximale. Or, en complétant cette mesure par un cycle retrait/injection, il est possible de mettre en évidence la proportion de mercure qui reste piégée dans le réseau poreux (cf. § II.1.3.c). Trois courbes distinctes composent alors la mesure (fig. IV.4) : une injection totale ($I_1(p_i)$), un retrait ($R(p_i)$) et une réinjection ($I_2(p_i)$). La valeur de porosité totale est donnée par la valeur mesurée à la pression d'injection maximum ($I_1(p_{\max})$), lors de l'injection directe ($I_1(p_i)$). La valeur de porosité mesurée après le retrait correspond au volume de mercure restant dans l'échantillon sous forme de porosité piégée ($R(p_1)$). La courbe de réinjection ($I_2(p_i)$) permet d'obtenir la distribution des volumes dans la porosité libre ($PL(p_i)$) en fonction de la pression appliquée ($PL(p_i) = I_2(p_i) - R(p_1)$). Enfin, la distribution des volumes de porosité piégée est donnée par la différence entre la courbe d'injection directe et celle de porosité libre ($PP(p_i) = I_1(p_i) - PL(p_i)$).

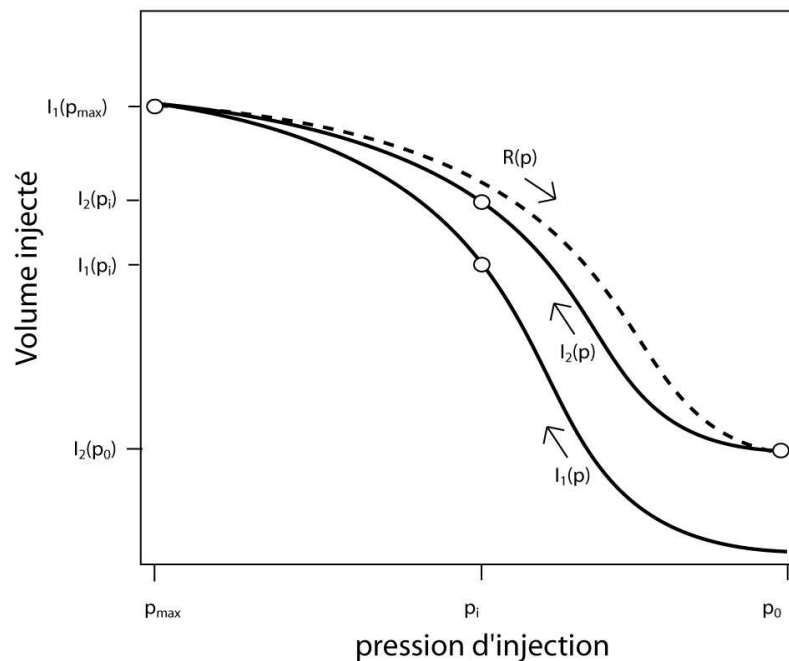


Figure IV.4 : Cycle d'injection retrait permettant de discerner la porosité libre de la porosité piégée ; $I_1(p)$ injection directe, $R(p)$ retrait, $I_2(p)$ réinjection.

D'après Wardlaw (1976), le processus de piégeage est principalement lié à la forme des vides. En effet, si le rapport entre le diamètre moyen d'un pore et son seuil d'accès est supérieur à 7, le mercure reste piégé dans le pore lors du retrait (Li and Wardlaw 1986a,b ; Wardlaw and Cassan 1978).

La prise en compte du détail de la porosité libre et de la porosité piégée dans le modèle numérique, ainsi que des propriétés géométriques qui les gouvernent pourrait apporter des résultats importants.

IV.4.2.b Distribution des vides dans la porosité libre : la méthode de Reverberi

En 1966, Reverberi a proposé la méthode suivante pour évaluer la distribution des volumes dans le réseau poreux en fonction des diamètres moyens des pores. Elle est basée sur la mesure des volumes de mercure injecté dans le réseau poreux après des retraits successifs (Reverberi et al. 1966 ; Svatá 1971).

Dans un premier temps, le réseau poreux est saturé en mercure à l'aide de la méthode conventionnelle (cf. § II.1.3.b). Puis, des cycles retrait/réinjection sont pratiqués à des pressions toujours plus basses. A chaque cycle, l'auteur considère qu'à la pression minimum P_i , tous les pores de diamètre inférieur à d_i sont vidangés, lors de la phase de réinjection, il détermine donc à chaque pas de pression P_{i+j} un volume qui correspond au volume de pore dont le diamètre est compris entre d_i et d_{i+j} et le seuil d'accès entre d_{i+j-1} et d_{i+j} (fig. IV.5). La pression P_i étant reliée au diamètre d_i par la relation de Young-Laplace (cf. § II.1.3a).

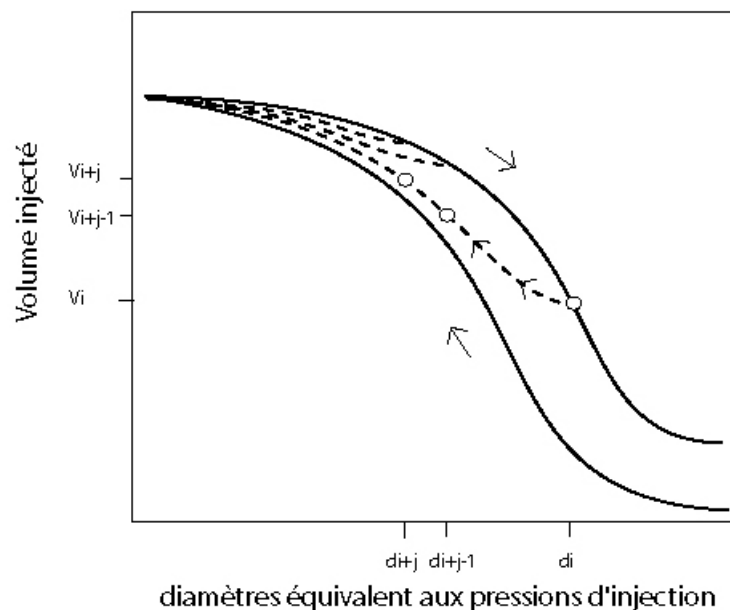


Figure IV.5 : La méthode de Reverberi(1966) (voir explications dans le texte).

A l'aide des courbes de retrait et d'injection $R_1, I_1 \dots R_i, I_i \dots R_n, I_n$, il est donc possible de déterminer une matrice de distribution des volumes injectés en fonction des diamètres d'accès et des diamètres moyens des pores :

$$V(i, j) = \begin{cases} 0 & \text{si } j > i \\ I_{j-n+1}(d_j) - I_{j-n+1}(d_{j-1}) - \sum_{k=j+1}^n V(i, k) & \text{si } j \leq i \end{cases}$$

avec un remplissage qui s'effectue de la manière qui suit :
 $j = n \rightarrow 1$, et $i = j \rightarrow n$

Cette méthode ne prend pas en compte la porosité piégée, mais propose néanmoins une première approximation de la distribution des vides dans la porosité libre. Une approche statistique appropriée devrait permettre de compléter ces informations et de les étendre à l'ensemble du réseau poreux. Elles pourraient constituer une base de calcul donnant accès à une meilleure modélisation.

Le manque de temps n'ayant pas permis de développer les propositions précédentes, les mesures pétrophysiques pratiquées sur les granites de Soultz-sous-Forêts ont été exploitées différemment, afin de comprendre l'évolution de la géométrie du réseau poreux avec l'altération ; cette étude est proposée dans le chapitre suivant.

CHAPITRE V

Etude de l'évolution de la structure microscopique du réseau poreux avec l'altération de la matrice de la zone endommagée.

- Cette étude a donné lieu à une publication acceptée par la Société Géologique de Londres (cf. annexe 1) -

Les études pétrographiques et les modélisations numériques réalisées sur les granites de manière générale (Fritz 1975, 1981), et sur ceux de Soultz-sous-Forêts en particulier (Jacquemont 2002 ; Jacquot 2000 ; Surma 2003) montrent qu'ils peuvent être sujets à des échanges de matière entre roche et fluide. Ainsi, le régime hydraulique imposé lors de l'exploitation du réservoir géothermique de Soultz-sous-Forêts va générer des déséquilibres thermiques et chimiques qui se traduiront par des interactions eau-roche. Ce phénomène de dissolution/précipitation va entraîner des modifications de la géométrie du réseau poreux et pourrait avoir des conséquences sur les propriétés de stockage et d'écoulement.

Dans cette optique, une étude pétrophysique a été réalisée sur des échantillons présentant différents stades d'altération hydrothermale. A l'aide de mesures de porosité, de surface spécifique et de perméabilité, certaines caractéristiques géométriques du développement du réseau poreux ont été mises en évidence, et une évolution particulière de la perméabilité, liée à ce développement, a été observée.

V.1 Choix des échantillons

Un total de 20 échantillons cylindriques (18 mm de diamètre et 15 mm de longueur) ont été prélevés, parallèlement à l'axe du puits, dans le protolithe et dans différentes matrices de la zone endommagée présentant des niveaux d'altération variés. Pour chacun d'eux, la minéralogie primaire, les structures, et les phases d'altération ont été décrites par Genter and Traineau (1992) et Traineau et al. (1991), et sont résumées dans le tableau V.1.

A nouveau, du fait des contraintes techniques imposées par les machines (cf. § II.2.3.b et § II.3.3), et afin que les résultats de la porosimétrie par injection de mercure et de surface spécifique soient les plus représentatifs possible de la matrice de la zone endommagée, les échantillons ont été prélevés en respectant les proportions minéralogiques de la roche ; l'impact des variations locales de porosité et de minéralogie s'en trouve donc limité. Ainsi, même si le volume de l'échantillon est inférieur au volume élémentaire représentatif (cf. § IV.1), c.-à-d. le volume minimal assurant un résultat caractéristique de l'ensemble du

matériau, les valeurs de porosité et de surface spécifiques obtenues restent proches des valeurs moyennes de la matrice.

Faciès	Minéralogie primaire	structure	phases d'altération
Granite sain	granite porphyrique à phénocristaux d'orthose (1 à 7 cm), quartz, plagioclase, biotite, chlorite et des traces de hornblende	Microfracturé	
Altération Hydrothermale à Hématite		Microfracturé à fracturé	Les plagioclases et les biotites sont remplacés par des argiles et des carbonates, les chlorites par des illites
Altération Hydrothermale à Illite			Les plagioclases et les biotites sont remplacés par des argiles et des carbonates, les chlorites par des illites, forte concentration en hématite

Tableau V.1 : Pétrographie, structures et phases d'altération des différents granites échantillonnés.

V.2 Mesures réalisées et résultats

Pour caractériser l'évolution du réseau poreux dans la matrice de la zone endommagée au cours de l'altération, trois propriétés liées à la géométrie des réseaux poreux ont été mesurées : la perméabilité, la surface spécifique, et la porosité connectée. La procédure analytique est la suivante : dans un premier temps, une mesure de perméabilité est réalisée, suivie d'une mesure de surface spécifique. L'échantillon ayant subi de fortes variations thermiques au cours de la mesure de surface spécifique, une nouvelle mesure de perméabilité est effectuée pour s'assurer qu'il n'y a pas eu de modification majeure dans la structure du réseau poreux. Enfin, la porosimétrie au mercure, destructive pour l'éprouvette, fournit les valeurs du volume poreux ainsi que la taille des seuils d'accès.

La perméabilité a été mesurée à l'aide d'un perméamètre à gaz à charge constante. Le principe de cette mesure est basé sur la loi de Fick et la théorie de Darcy (1856). La mesure étant faite au gaz, il faut également la corriger de l'effet Klinkenberg (1941) (cf. § II.1.2.b).

La valeur de la surface spécifique des échantillons a été obtenue par la méthode BET (Brunnauer et al. 1938). Cette méthode consiste à estimer la surface du réseau poreux par mesures successives du volume de gaz adsorbé sur cette surface pour différentes pressions inférieures à la pression de saturation et à faible température (cf. § II.2.2).

Enfin, une porosimétrie par injection de mercure a été réalisée sur chaque échantillon. La méthode utilise l'équation de Young-Laplace, qui, pour un fluide non mouillant injecté dans un tube capillaire, relie la pression capillaire au diamètre d'accès (cf. § II.1.3). Cette méthode permet de mesurer le volume de mercure injecté dans le réseau poreux en fonction de la pression appliquée, et donc du diamètre d'accès (Walshburn 1921 ; Brackel (Van) 1975 ; Lenormand et al. 1983).

Une présentation synthétique des résultats est faite dans le tableau V.2 :

	Profondeur	N°	Perméabilité (m ²)	surface spécifique (m ² /m ³)	porosité (%)
K79-2128	1455	1	1,75E-19	4,33E+06	2,91
		2	9,18E-21	5,07E+06	3,33
K102	1602	3	5,87E-18	5,91E+04	0,14
K108-2758	1631	4		5,88E+05	1,14
		5	4,57E-18	1,84E+06	1,59
		6	1,28E-18	3,47E+06	1,97
K109-2795	1641	7		7,41E+06	3,93
		8	1,58E-15	1,50E+06	1,15
		9	2,08E-17	3,52E+06	0,81
K109-2782	1637	10	1,82E-15	1,65E+06	0,27
K117-2900	1671	11	2,36E-17	1,70E+06	0,22
K138-3318	1807	12	1,20E-18	2,51E+06	1,82
		13	1,32E-17	2,90E+05	0,82
K150-3645	1906	14	2,44E-20	2,00E+06	0,35
K177-4329	2053	15	1,63E-20	1,49E+06	1,75
K193	2152	16	7,37E-18	4,26E+06	3,92
		17	1,70E-18	5,74E+06	5,07
K195-4774	2161	18	1,44E-18	7,07E+06	8,62
		19	7,59E-19	1,01E+07	7,83
		20	5,38E-19	8,46E+06	9,87

Tableau V.2 : Mesures de perméabilité à l'azote, de surface spécifique, et de porosité sur les granites de Soultz-sous-Forêts.

La totalité des résultats est disponible dans l'annexe 2. Globalement, les perméabilités mesurées varient de $1,56 \times 10^{-20}$ à $1,57 \times 10^{-15}$ m², les valeurs les plus fortes étant mesurées pour les échantillons présentant une fracturation macroscopique.

Les valeurs de surface spécifique des échantillons varient de $5,91 \times 10^4$ à $1,01 \times 10^7$ m²/m³ et augmentent en général avec leur état d'altération.

Enfin, les valeurs de porosité mesurée par injection de mercure varient entre 0,14% et 9,87% en fonction de l'état d'altération ou de fracturation de l'échantillon.

Il n'y a pas de relation simple et directe entre la porosité et la perméabilité : les valeurs les plus faibles ne correspondent pas systématiquement aux échantillons les moins poreux, et des échantillons à forte porosité peuvent être peu perméables ; cet effet est lié à d'autres caractéristiques du réseau poreux telles que la tortuosité ou la connectivité, et souligne la complexité de sa structure.

La technique d'injection de mercure permet également de connaître la répartition du volume poreux en fonction de la pression appliquée sur le mercure, et donc des diamètres d'accès, au cours de l'injection, mais aussi au cours du retrait. Ces éléments ont été interprétés pour suivre l'évolution de la géométrie du réseau poreux, et l'identification de certaines similitudes a permis le regroupement des échantillons en fonction de caractéristiques géométriques (cf. § V.4.1).

V.3 Impact des mesures de surface spécifique sur la géométrie du réseau poreux

Les mesures de surface spécifique par méthode BET nécessitent d'amener la température des échantillons à $-195,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ (température de l'azote liquide). Ils subissent donc des variations thermiques importantes et rapides pouvant affecter la structure du réseau poreux (microfracturation, impact sur la géométrie des particules fines,...) (Géraud 1991). La perméabilité étant liée à la géométrie du réseau poreux, et la mesure au gaz étant de plus non destructrice, les mesures de perméabilité ont été effectuées une seconde fois, après celles de surface spécifique. La figure V.1 présente les valeurs de perméabilité obtenues après BET en fonction de celles obtenues avant BET. Les points s'alignent sur une droite de pente 1, et les légères variations observées peuvent être considérées comme faisant partie de l'erreur de mesure.

Bien qu'elle implique de fortes variations thermiques, la mesure de surface spécifique par la méthode BET est considérée comme ayant un impact négligeable sur la structure du réseau poreux.

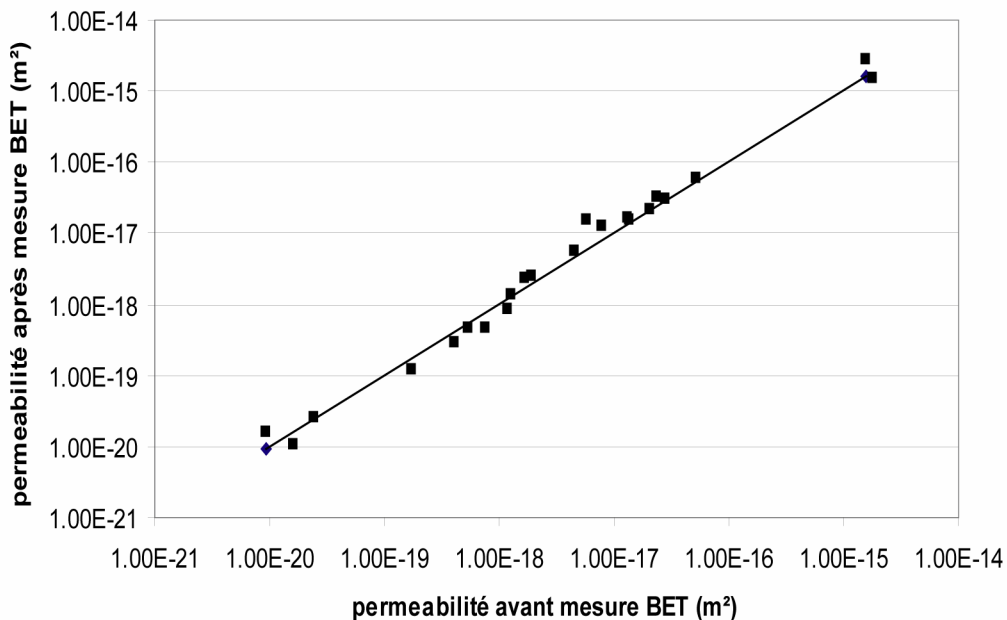


Figure V.1 : Impact de la méthode BET sur la perméabilité (et indirectement sur la structure du réseau poreux).

V.4 Interprétation et discussion

Les relations porosité/perméabilité (fig. V.6) et porosité/surface spécifique (fig. V.5) ne sont pas des relations simples. En effet, outre le volume, elles font intervenir notamment, la taille, la forme, et la connectivité. Ainsi, pour essayer d'établir ces relations, les échantillons ont été regroupés en utilisant les critères géométriques définis à partir de l'injection de mercure ; puis, à partir des groupes identifiés, les relations entre porosité, perméabilité et surface spécifique ont pu être analysées.

V.4.1 Regroupement des échantillons suivant le type de géométrie du réseau poreux

La mesure de porosimétrie par injection de mercure consiste à saturer progressivement le réseau poreux avec du mercure. Ce phénomène obéit à une loi qui relie la pression appliquée sur le mercure à un seuil d'accès (loi de Laplace et Young) (cf. § II.1.3.a). De plus, la géométrie du réseau conditionne la réversibilité du phénomène. En effet, si le rapport entre le diamètre d'un pore et son seuil d'accès est trop élevé, il se produit un phénomène de piégeage qui signe l'hétérogénéité géométrique du réseau poreux (cf. § II.1.3.c et § IV.4.2.a). L'obtention des différentes informations et la réalisation de la mesure s'opère en trois étapes : dans un premier temps, le volume de mercure injecté est mesuré à différentes pressions croissantes jusqu'à 300 MPa, puis, en observant les mêmes paliers, la pression est réduite jusqu'à la pression atmosphérique ; finalement, une seconde injection vient clore la mesure. L'ensemble de ces données permet de discerner, pour chaque incrément de pression, la proportion de mercure injectée dans la porosité libre de celle injectée dans la porosité piégée (cf. § II.1.3.c et § IV.4.2.a). Comme la répartition de chacun de ces volumes poreux en fonction des diamètres d'accès présente des similitudes entre les différents échantillons, trois groupes ont pu être distingués (voir détails ci-après) ; dans le texte, seules des courbes synthétiques de la distribution des volumes, en pourcentage de la porosité totale, et en fonction des diamètres d'accès sont représentées, l'ensemble des données étant disponible dans l'annexe 2.

Le Groupe 1 comprend les échantillons 3, 10, 11 et 14, avec les valeurs de porosité les plus faibles ; elles varient de 0,13 à 0,35 %. Comme ces échantillons présentent très peu de porosité piégée, l'intégralité du volume poreux mesuré est assimilée à la porosité libre (fig. V.2), avec une distribution homogène sur toute la gamme des diamètres d'accès. La surface spécifique des échantillons varie de $5,91 \times 10^4$ à $2,00 \times 10^6$ m²/m³, et la perméabilité de $2,57 \times 10^{-20}$ à $1,82 \times 10^{-15}$ m².

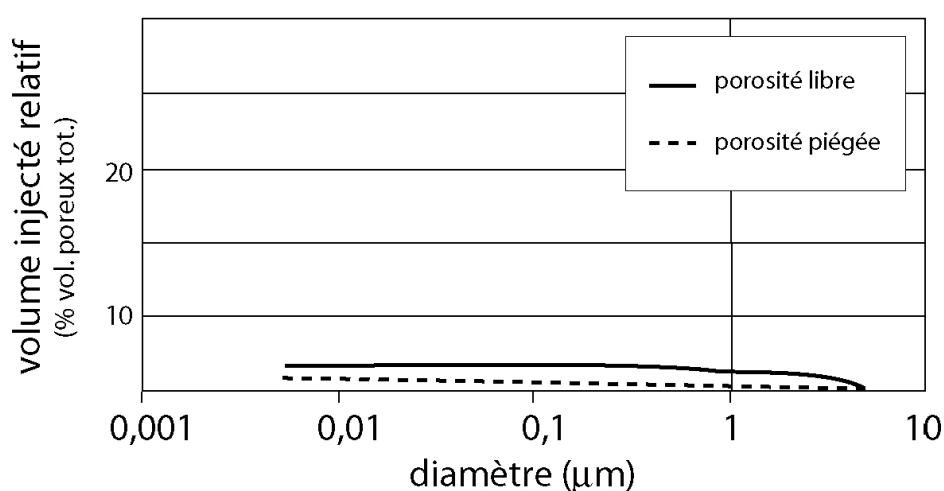


Figure V.2 : Forme des courbes d'injection incrémentale des échantillons du groupe 1.

Le Groupe 2 comprend les échantillons 4, 5, 6, 7, 8, 9, 12, 13 et 15 ; les valeurs de porosité varie de 0,8 à 3,93 %. Les seuils d'accès à la porosité piégée et les diamètres de la porosité libre sont de petite taille (entre 0,07 et 0,006 μm , fig. V.3). La surface spécifique des échantillons varie de $3,52 \times 10^5$ à $7,41 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{m}^3$, et la perméabilité de $1,63 \times 10^{-20}$ à $1,57 \times 10^{-15} \text{ m}^2$.

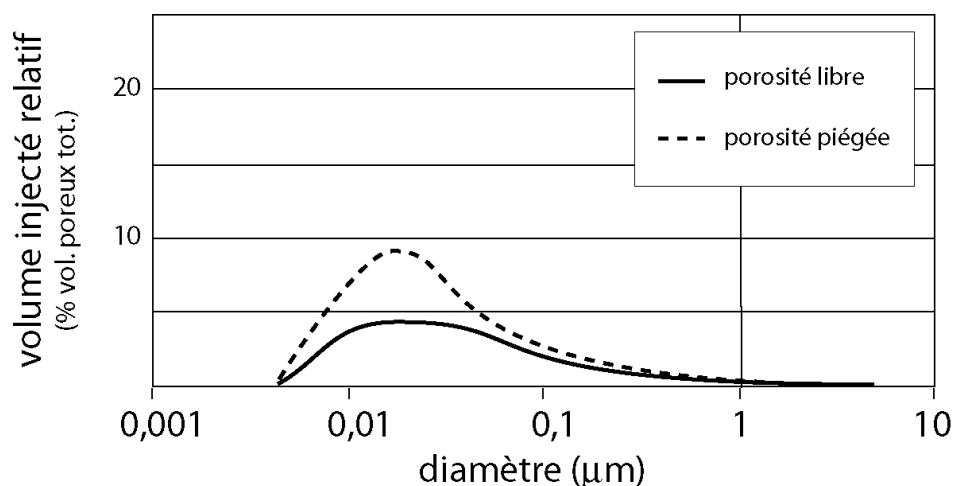


Figure V.3 : Forme des courbes d'injection incrémentale des échantillons du groupe 2.

Le Groupe 3 comprend les échantillons 1, 2, 16, 17, 18, 19 et 20 ; ils ont une porosité qui varie de 2,91 à 9,87 %. Les seuils d'accès à la porosité piégée se situent principalement entre 0,3 et 0,03 μm , mais un volume moindre est également accessible par des seuils compris entre 0,03 et 0,006 μm . Les diamètres d'accès à la porosité libre se répartissent de 0,3 à 0,006 μm , avec un maximum d'injection autour de 0,15 μm (fig. V.4). La surface spécifique des échantillons varie de $4,26 \times 10^6$ à $1,01 \times 10^7 \text{ m}^2/\text{m}^3$, et la perméabilité de $1,56 \times 10^{-20}$ à $7,37 \times 10^{-18} \text{ m}^2$.

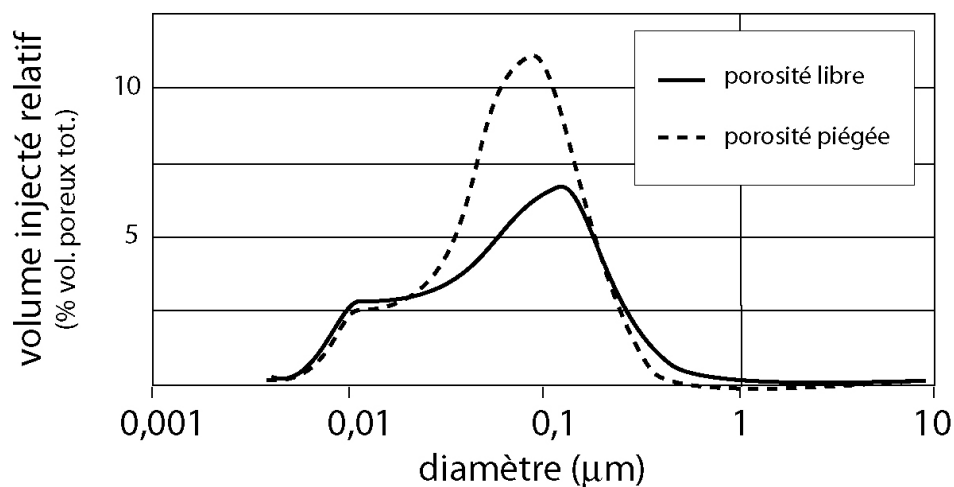


Figure V.4 : Forme des courbes d'injection incrémentale des échantillons du groupe 3.

La répartition des volumes de mercure injectés dans la porosité libre et dans la porosité piégée, rapportée à la porosité totale, est identique pour tous les échantillons d'un même groupe ; cela signifie que la constitution de ces différents groupes s'appuie uniquement sur des critères géométriques du réseau poreux. Néanmoins, l'augmentation globale de la porosité depuis le groupe 1 jusqu'au groupe 3 souligne une altération croissante.

Dans un même groupe, l'absence de variations dans la forme des courbes d'injection, entre deux échantillons présentant toutefois des porosités différentes, signifie que la géométrie du réseau poreux vue par le mercure (c'est-à-dire la succession des vides, leur taille, leur forme, leur connectivité, etc...) peut être considérée comme étant la même ; seule la densité de vide change.

La constance des profils d'injection rapportée au volume poreux, pour chaque échantillon d'un même groupe, montre que les variations de porosité ne se font ni par une augmentation homogène du volume poreux (= augmentation homogène de tous les diamètres) car dans le graphe les profils seraient déplacés vers les plus grands diamètres, ni par la seule augmentation du volume des pores (= seuil d'accès constant) car les répartitions entre porosité libre et porosité piégée s'en trouveraient modifiées, et les profils déformés.

Sur la base des 3 groupes ainsi définis, des comparaisons entre porosité totale et surface spécifique ou perméabilité ont été réalisées afin d'observer les possibles relations propres à chaque géométrie de réseau poreux.

V.4.2 Relation surface/volume du réseau poreux

Le but de ce paragraphe est de rechercher une ou des relations entre le volume et la surface du réseau poreux pour des échantillons présentant différentes valeurs de porosité.

En reportant dans la figure V.5 la surface spécifique en fonction de la porosité, et en différenciant chaque groupe, il est possible de mettre en évidence une relation linéaire par groupe. Les erreurs de mesure étant relativement plus grandes pour les échantillons de faible porosité, la relation est moins significative pour les groupes constitués uniquement d'échantillons présentant une faible porosité.

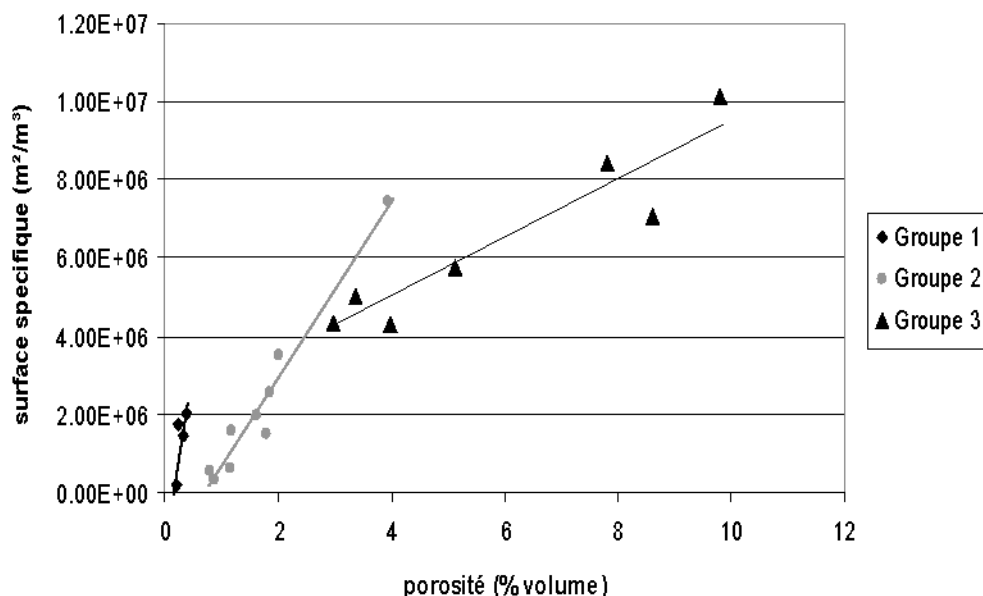


Figure V.5 : Relation surface/volume pour les différents groupes d'échantillons.

Ainsi, en observant le rapport surface/volume du réseau poreux pour les échantillons d'un même groupe, une relation du type

$$\frac{\Delta S}{\Delta V} = \text{constante}$$

peut être mise en évidence,

- les pentes étant respectivement de $9,87 \times 10^8$, $2,29 \times 10^8$ et $7,41 \times 10^7$ pour les groupes 1, 2 et 3
- avec des coefficients de corrélation compris entre 0,90 et 0,97.

Le rapport surface/volume dépendant directement de la forme des vides, l'augmentation du volume poreux respecte donc une architecture particulière, propre au groupe, et qui génère des courbes de porosité libre et de porosité piégée similaires à celles observées dans la porosité préexistante.

L'augmentation de porosité dans un même groupe se fait donc par une augmentation du nombre de pores, et les vides créés ont la même structure géométrique que ceux qui existent déjà.

Pour modéliser simplement l'évolution de ce réseau poreux, un modèle comprenant des pores de forme cylindrique accessibles par des seuils de petite taille peut être utilisé. Pour chaque groupe, l'évolution linéaire de la surface spécifique avec l'augmentation de la porosité peut correspondre à une augmentation de la longueur cumulée du cylindre sans modification du diamètre, comme cela a pu être observé pour l'altération des feldspaths (Géraud et al. 1993). Néanmoins, les observations réalisées au MEB n'ont pas permis de mettre en évidence un réseau poreux présentant des caractéristiques aussi précises (cf. § VI.5), notamment la présence de structures tubulaires parallèles dans les plagioclases.

V.4.3 Relation perméabilité/porosité

La relation entre les variations de porosité et les variations de perméabilité n'est pas simple à établir, et l'augmentation de porosité ne correspond pas systématiquement à une augmentation de perméabilité. De façon générale, si le développement du volume poreux se traduisait par une augmentation homogène des diamètres des pores et de leurs seuils d'accès dans tout le système, la perméabilité du matériau et sa capacité de stockage s'en trouveraient améliorées. D'un autre côté, si l'augmentation de porosité correspondait à la seule augmentation du diamètre des pores (diamètres d'accès constants), l'impact sur la perméabilité serait limité ; c'est uniquement la capacité de stockage, et par conséquent le volume poreux mesuré par injection de mercure, qui varierait.

Par contre, si le développement de porosité se fait selon un schéma géométrique précis, comme c'est le cas pour chaque groupe, avec une augmentation de la population de pores respectant le schéma du réseau poreux d'origine, les effets sur la perméabilité du matériau sont variables : si le réseau poreux n'était pas très développé, l'amélioration de la connectivité et la multiplication des drains favorise l'écoulement des fluides. Mais si le réseau poreux était déjà suffisamment développé l'augmentation de connectivité peut engendrer une augmentation de tortuosité ; la perméabilité s'en trouve alors réduite. Dans la figure 6, les valeurs de perméabilité mesurées pour les différents groupes sont reportées en fonction de la porosité.

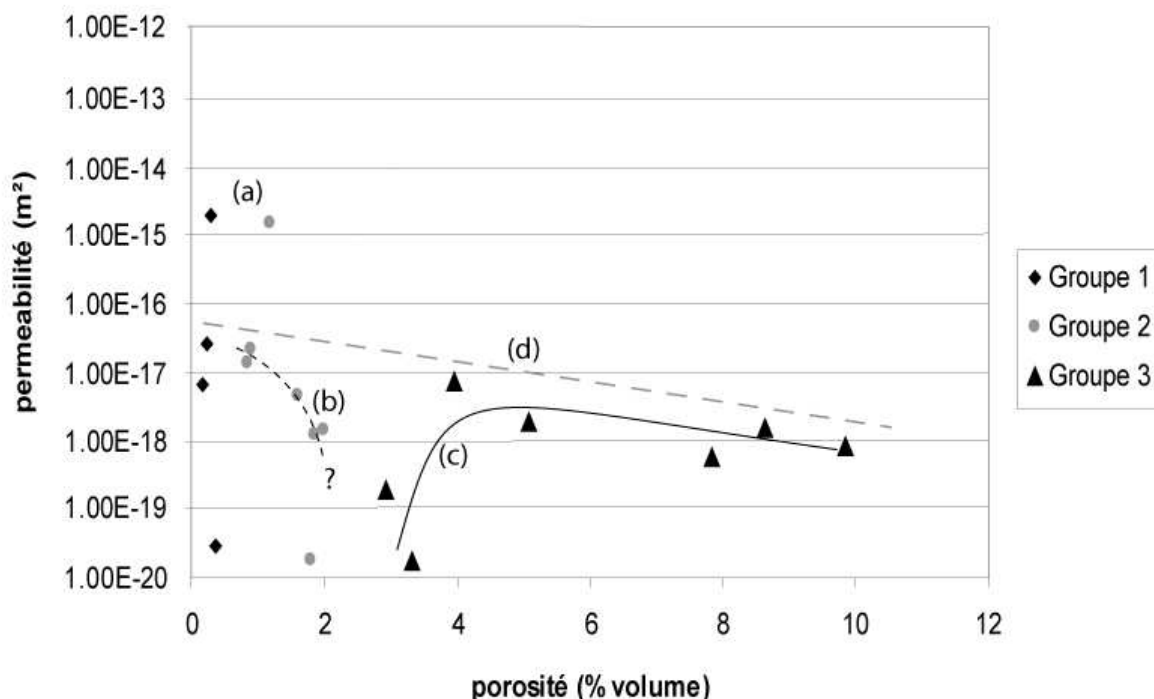


Figure V.6 : Relation perméabilité/porosité, évolution avec l'altération ; (a) échantillons fracturés, (b) diminution de la perméabilité des échantillons du groupe 2, (c) variation en deux phases de la perméabilité des échantillons du groupe 3 (voir texte), (d) diminution globale de la perméabilité maximale de la matrice.

Comme les échantillons du groupe 1 présentent une gamme de porosité réduite, aucune relation particulière ne peut être mise en évidence. En ce qui concerne les échantillons des groupe 2 et 3, leur gamme de porosité est plus étendue, ce qui permet une meilleure observation des variations de perméabilité. Pour le groupe 2, à l'exception de la valeur la plus élevée (échantillons fracturés, fig. V.6a), la perméabilité diminue avec l'augmentation de porosité. Les diamètres d'accès restant identiques pour tous les échantillons d'un même groupe, cette observation peut être associée à une augmentation de la tortuosité du réseau poreux (fig. V.6b, ligne pointillée).

Dans le cas du groupe 3, on distingue clairement deux parties (fig. V.6c, ligne continue) : entre 3 et 5%, la perméabilité augmente sur quasiment trois ordres de grandeur, puis elle décroît d'un ordre de grandeur lorsque la porosité augmente de 5 à 10%. Cette relation entre porosité et perméabilité peut être interprétée comme une évolution en deux phases du réseau. Dans un premier temps, l'augmentation de porosité est associée à une augmentation de perméabilité ; le réseau poreux se développe, et l'amélioration de connectivité favorise l'écoulement des fluides. Puis, la poursuite de l'altération voit la complexification du réseau poreux ; cette fois, l'augmentation de tortuosité ralentit l'écoulement des fluides, la perméabilité diminue.

De manière générale, à l'exception des échantillons 8 et 10 qui sont fracturés (fig. V.6a), la valeur maximum de la perméabilité décroît avec l'augmentation progressive de la porosité (fig. V.6d, ligne discontinue). Et comme la porosimétrie par injection de mercure montre une augmentation des diamètres d'accès depuis le groupe 1 jusqu'au groupe 3, ce comportement signe sans doute l'influence de la tortuosité sur les propriétés de transport du milieu. En effet, l'élargissement des seuils d'accès devrait générer une augmentation significative de la perméabilité (pour un cylindre, elle est proportionnelle à r^2), or ce n'est pas le cas ; une forte augmentation de la tortuosité permet d'expliquer ce phénomène.

V.4.4 Relations entre les différents groupes

Les relations entre les trois groupes déterminés sur la base des résultats de la porosimétrie au mercure ne sont pas faciles à mettre en évidence. En effet, suivant les propriétés prises en compte (rapport surface/volume ou perméabilité), les observations et les conclusions peuvent être limitées et contradictoires.

Dans un premier temps, comme le rapport surface/volume montre une diminution depuis le groupe 1 jusqu'au groupe 3, différentes hypothèses peuvent être formulées. Ce rapport dépend en partie de la forme des vides : les structures planaires comme les fractures impliquent un fort développement de surface pour un faible volume (c.-à-d. une forte pente), alors que les structures sphériques offrent un rapport surface/volume minimum (c.-à-d. une pente faible). Mais avant tout, il est inversement proportionnel au diamètre moyen du pore. Dans la figure V.5, la diminution du rapport surface/volume du groupe 1 au groupe 3 souligne une augmentation du rayon moyen des pores, incluant probablement une variation de forme.

De plus, une augmentation des rayons d'accès est visible dans les résultats de porosimétrie au mercure (fig. V.2, V.3 et V.4), traduisant sans doute celle du rayon moyen des pores. Si on considère que les courbes de distribution des volumes injectés dans la porosité libre et dans la porosité piégée du groupe 3 peuvent être décomposées en deux familles de seuil d'accès, l'une comprise entre 0,3 et 0,04 μm , l'autre entre 0,04 et 0,006 μm (fig. V.4), alors la seconde pourrait être identifiée comme l'équivalent des seuils d'accès mesurés sur les échantillons du groupe 2 (fig. V.3), constituant ainsi un reliquat d'un stade précédent de l'altération.

Les éléments mis en valeur ci-dessus permettent d'envisager un développement du réseau poreux en trois étapes liées à la minéralogie (altération successive des phases), aux conditions mécaniques et aux variations thermodynamiques. Les différents groupes pourraient donc correspondre à différentes étapes d'un même processus d'altération, préservées par des fermetures partielles et successives du système.

D'un autre côté, les variations de perméabilité liées à l'augmentation de porosité ne sont pas en accord avec l'hypothèse d'un processus d'altération unique. En effet, en comparant les échantillons à faible porosité du groupe 3 aux échantillons à forte porosité du groupe 2, on constate qu'ils présentent une porosité et des seuils d'accès plus grand, mais une perméabilité plus faible (fig. V.6). Les échantillons du groupe 2 ont donc une meilleure connectivité. En principe, si on considère que les deux groupes constituent deux étapes d'un même processus d'altération, les échantillons du groupe 3 devraient hériter de la connectivité de ceux du groupe 2, et présenter une perméabilité plus élevée. Ce dernier argument désignerait plutôt l'existence de processus d'altération différents et indépendants, avec des caractéristiques chimiques, thermodynamiques et mécaniques propre à chacun.

V.5 Conclusions

Les mesures de porosimétrie au mercure, de surface spécifique et de perméabilité réalisées sur des échantillons de matrice provenant de différentes zones endommagées du granite de Soultz-sous-Forêts permettent de proposer un modèle de développement de la géométrie du réseau poreux au cours de l'altération hydrothermale.

Ce modèle est issu des observations et des conclusions propres aux échantillons du groupe 3. Les groupes 1 et 2 présentant des gammes de porosité et donc d'altération assez limitées, les résultats sont moins développés. Néanmoins les similitudes entre les différents groupes, et

surtout l'existence de relations surface spécifique/porosité propres à chacun d'eux permet d'imaginer un comportement similaire au cours de la phase d'altération hydrothermale qui leur est propre, notamment en ce qui concerne le groupe 2 (les échantillons du groupe 1 étant particulièrement sains).

Le modèle proposé tient compte des critères suivants :

- les phénomènes de dissolution/précipitation contrôlent le développement du réseau poreux lors de l'altération hydrothermale : en fonction de la chimie du fluide et des propriétés thermodynamiques du milieu, les phases primaires (notamment le feldspath plagioclase) sont dissoutes et des argiles précipitent.
- pour un groupe donné, l'augmentation du volume poreux ne modifie pas la forme des courbes d'injection incrémentale (distribution identique des seuils d'accès, des diamètres de pores, respect des proportions porosité piégée/porosité libre, ...) ; les vides créés possèdent la même architecture que la porosité préexistante, seule la densité de vide augmente. Ainsi, la constance du rapport $\Delta S/\Delta V$ est respectée.
- enfin, il faut satisfaire les variations de perméabilité. Avec le développement du réseau poreux, dans un premier temps, la perméabilité s'améliore du fait d'une meilleure connectivité et de l'augmentation du nombre de drains ; puis, elle diminue à nouveau car le réseau gagne en tortuosité.

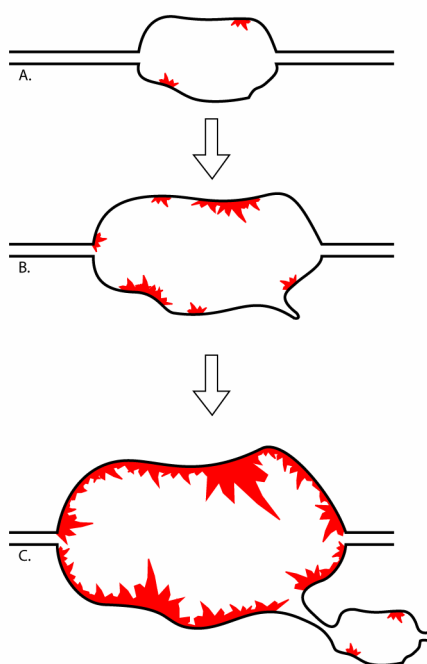


Figure V.7 : Modèle de développement de la porosité.

La figure V.7 présente un modèle d'évolution de la porosité pour un groupe donné. Lors des phases d'altération, des fluides circulent dans le réseau poreux. Ces derniers ne sont pas à l'équilibre avec la matrice et des phénomènes de dissolution/précipitation ont lieu. Certains minéraux sont peu à peu dissous, favorisant ainsi l'augmentation du volume poreux, tandis que d'autres phases, en équilibre avec les fluides, apparaissent. C'est notamment le cas des argiles qui, lorsqu'elles précipitent sous forme de plaquettes, présentent une forte surface spécifique pour un faible volume (fig. V.7a).

Au fur et à mesure que le processus d'altération se poursuit, la dissolution participe à l'augmentation du volume du pore, tandis que la précipitation favorise l'augmentation de sa

surface spécifique (fig. V.7b). Néanmoins, il arrive un moment où toute la surface du pore est protégée par une pellicule d'argiles en équilibre thermodynamique avec le fluide. De plus, les seuils d'accès peuvent également être encombrés partiellement ou totalement par des argiles. Les échanges s'en trouvent donc limités, l'altération se poursuit plus facilement dans un autre pore, plus petit, parce que plus récent, et non encore protégé par les argiles (fig. V.7c). La géométrie finale des pores résultera donc d'un équilibre entre les caractéristiques minéralogiques des minéraux primaires et celles des minéraux secondaires, et la population totale de pores sera toujours constituée d'une faible proportion d'éléments en formation, mais statistiquement, $\Delta S/\Delta V$ restera constant.

Ce modèle permet d'expliquer, d'une part, que même si le volume poreux augmente lors d'un même processus d'altération (= les échantillons d'un même groupe), la géométrie moyenne des pores reste la même, et d'autre part, que le développement du réseau poreux implique, dans un premier temps, une augmentation du nombre de drains et de leur connectivité (= augmentation de la perméabilité), puis une augmentation de la tortuosité (= diminution de la perméabilité).

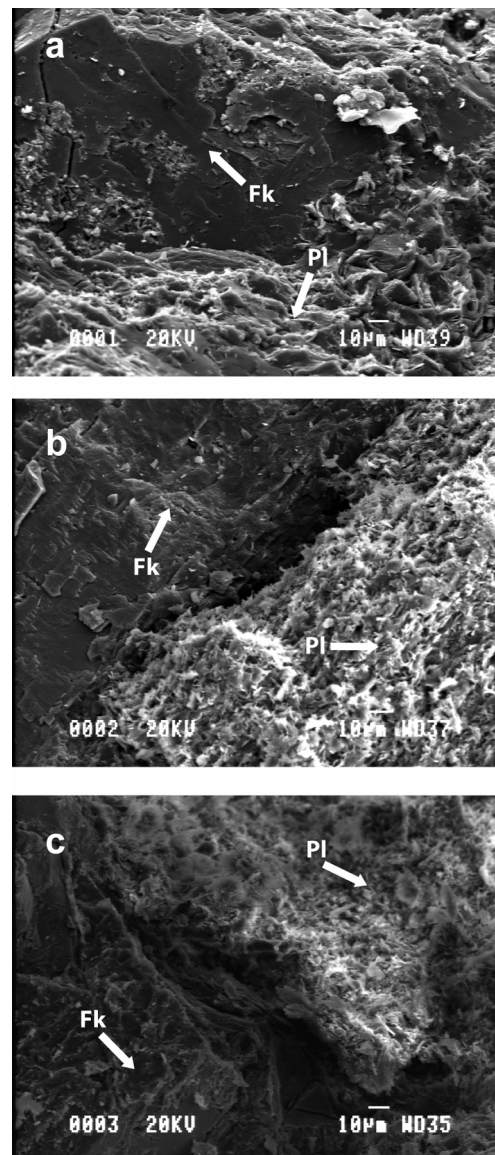


Figure V.8 : Image MEB du groupe 3 montrant l'évolution de l'altération et le développement de porosité dans les plagioclases (Fk = feldspath potassique, Pl = plagioclase).

Les images réalisées par microscopie électronique sur trois échantillons d'altération et de porosité croissantes (fig. V.8, a,b,c), issus du groupe 3, valident le modèle. L'augmentation de porosité dans la matrice intervient principalement dans les plagioclases, mais également en moindre proportion dans les feldspaths potassiques, et aux joints de grains. Les images ont été prises au même grossissement ; la forme des pores et leurs seuils d'accès ne varient pas, mais la population des pores augmente de manière significative avec le développement de la porosité.

Les modélisations des interactions fluide-roche réalisées par Jacquemont (2002) sur le granite de Soultz-sous-Forêts montrent que, suivant les perméabilités et les porosités initiales du matériau, l'altération liée à l'exploitation géothermique peut engendrer une fermeture (porosité et perméabilité faibles) ou une ouverture du système (porosité et perméabilité fortes). L'évolution de la géométrie du réseau poreux des différents groupes décrits dans ce chapitre est donc difficile à estimer, et dépendra des capacités à évaluer les volumes de fluides et de matière mis en jeu (Potdevin and Marquer 1987 ; Potdevin and Goffette 1991), et à modéliser les interactions entre les transferts de matière, les transferts de chaleur et les variations de la géométrie du réseau poreux.

L'étude de la porosité à l'échelle microscopique n'apporte pas suffisamment d'informations pour la construction du modèle numérique, et une observation à plus grande échelle s'avère nécessaire, notamment au niveau des déformations qui peuvent générer des distributions de vides particulières. A travers l'exploitation de mesures de conductivité thermique, le chapitre suivant propose une étude de la distribution de la porosité à l'échelle macroscopique, en relation avec la minéralogie et les structures de déformation.

CHAPITRE VI

Etude de la structure macroscopique du réseau poreux dans une zone de faille.

Dans le cas du granite de Soultz-sous-Forêts, pour comprendre les phénomènes de transfert à l'échelle macroscopique, une étude microscopique du réseau poreux n'est pas suffisante. En effet, ce granite présente différents niveaux d'hétérogénéité, aussi bien contrôlés par la minéralogie que par les structures qui l'affectent.

L'analyse de la répartition macroscopique du volume poreux est traitée dans ce chapitre à partir d'une procédure utilisant la mesure de conductivité thermique ; elle s'articule en trois points :

- la détermination des conductivités thermiques des différents faciès du granite de Soultz-sous-Forêts
- la réalisation de cartes de distribution de la porosité par comparaison des valeurs de conductivité thermique pratiquées sur les échantillons sec et saturés
- l'utilisation de ces cartes de porosité pour obtenir des informations sur la distribution des vides à l'échelle macroscopique, notamment en fonction de la minéralogie et des structures.

VI.1 Choix des échantillons

Les échantillons sélectionnés pour cette étude sont des demi-carottes provenant du forage EPS1, coupées dans le sens de la longueur. Les mesures ont été effectuées sur la surface plane. Comme les informations recherchées concernent aussi bien la conductivité thermique et la porosité des différents faciès, que l'impact des structures sur ses propriétés physiques, le choix des échantillons est assez varié, et les critères de sélection sont aussi bien d'ordre minéralogiques que structuraux. Les différents faciès du granite de Soultz-sous-Forêts ainsi que leur principales caractéristiques sont reportés dans le tableau VI.1.

Faciès	Minéralogie primaire	structure	phases d'altération
Granite sain	granite porphyrique à phénocristaux d'orthose (1 à 7 cm), quartz, plagioclase, biotite, chlorite et des traces de hornblende	Microfracturé	
Altération Hydrothermale à Chlorite		Microfracturé à fracturé	Les plagioclases et les biotites sont en partie remplacés par de la chlorite
Altération Hydrothermale à Hématite			Les plagioclases et les biotites sont remplacés par des argiles et des carbonates, les chlorites par des illites
Altération Hydrothermale à Illite			Les plagioclases et les biotites sont remplacés par des argiles et des carbonates, les chlorites par des illites, forte concentration en hématite
Altération Hydrothermale Cataclasée à Hématite		Cataclasé	Les plagioclases et les biotites sont remplacés par des argiles et des carbonates, les chlorites par des illites, forte concentration en hématite
Altération Hydrothermale Cataclasée Silicifiée		La structure est fortement affectée (réduction de la taille des grains, disparition de la texture porphyrique)	La proportion de quartz est plus importante, notamment sous forme de remplissage de veines, incluant parfois de l'illite

Tableau VI.1 : Pétrographie, structures et phases d'altération des différents faciès du granite de Soultz-sous-Forêts.

Dans un premier temps, les différentes carottes présentant des faciès variés et peu ou pas de structures de déformation ont été scannées, afin de mettre en évidence les propriétés thermiques et poreuses de la matrice (notamment en fonction de la minéralogie). Puis, les échantillons déformés, cimentés ou non, ont été analysés pour déterminer les effets de cette déformation en termes de géométrie et de propriétés de la zone endommagée.

En tout, 20 échantillons ont été sélectionnés, leurs caractéristiques majeures sont présentées dans le tableau VI.2.

Echantillon	Faciès d'altération	Commentaires
K74-2016	AHI	Fracture avec zone d'altération le long de la fracture ; cette zone d'altération n'est pas visible dans les phénocristaux de feldspath potassique
K81-2191a(1)	AHH à AHCH	Fracture cimentée à l'hématite
K81-2191a(2)		
K81-2191b(1)		
K81-2191b(2)		
K81-2191c(1)		
K81-2191c(2)		
K81b(1)		Fractures cimentées à l'hématite ; proportion de feldspath potassique largement supérieure à celle observée pour la roche en général
K88-2350	AHH à AHCH	Nombreuses fractures cimentées à l'hématite ; une faille cimentée avec de la calcite et de l'hématite traverse l'échantillon de part en part
K109-2789(2)	AHH	Fractures cimentées à l'illite et au quartz
K117-2900	sain	
K134-3221	sain	
K165	AHI	Fracture cimentée à la calcite et à l'illite
K191	sain	
K193	AHI	Fracture cimentée au du quartz
K195-4772	AHI	Faille cimentée à l'illite et au quartz avec zone d'altération visible ; les plagioclases sont lessivés dans la matrice, mais la zone d'altération n'est pas visible dans les phénocristaux d'orthose.
K195-4774	AHI	Proportion de feldspath potassique est inférieure à celle communément observée pour la roche
K195-4777	AHCS	Failles cimentées au quartz ; la matrice présente également une forte proportion de quartz secondaire
K195-4782	AHI	Faille cimentée au quartz et à l'illite
K207-5028	sain	

Tableau VI.2 : Liste des échantillons, faciès d'altération et remarques complémentaires.

VI.2 Mesures réalisées

Cette étude est basée sur les mesures de conductivité thermique par TCS (scanner de conductivité thermique). Il s'agit d'une méthode optique ne nécessitant aucun contact, basée sur la variation de la température à la surface de l'échantillon suite à une exposition à une source de chaleur (cf. § II.4.6). Cette méthode permet de générer des cartes de conductivité thermique de la surface des échantillons. De plus la comparaison entre les cartes réalisées sur les échantillons secs, et celles réalisées sur les échantillons saturés, apporte des informations sur la porosité et sa localisation.

VI.3 Distribution de la conductivité thermique

Dans un premier temps, les mesures réalisées par TCS ont permis d'estimer les conductivités thermiques moyennes des différents échantillons, ainsi que des différents faciès. Puis, l'impact de la minéralogie et des structures sur la conductivité thermique a été observé à travers l'étude des cartes ; les éléments minéralogiques et structuraux caractéristiques sont présentés à travers les 5 échantillons regroupés dans la figure VI.1 (K191, K74-2016, K193, K88-2350 et K195-4772), l'intégralité des résultats étant donnée dans l'annexe 3.

VI.3.1 Valeurs moyennes de conductivité thermique

Pour chaque échantillon, la moyenne de l'ensemble des mesures réalisées sur la surface scannée a été calculée. Les valeurs moyennes, ainsi que les dimensions des échantillons, le nombre de points de mesure, et des informations d'ordre statistique sont reportées dans le tableau VI.3.

Echantillon	Dimensions de l'échantillon		Nb de points de mesure	conductivité thermique					
	longueur	hauteur		moyenne		médiane		écart type	
				sec	sat	sec	sat	sec	sat
K74-2016	8,53	7,82	4422	2,31	2,40	2,24	2,34	0,41	0,44
K81-2191a(1)	32,51	7,88	21507	2,90	3,02	2,90	3,03	0,44	0,48
K81-2191a(2)	32,53	7,87	21574	2,96	3,18	2,94	3,16	0,38	0,42
K81-2191b(1)	22,09	7,89	13797	2,93	3,11	2,92	3,09	0,40	0,42
K81-2191b(2)	22,11	7,87	12980	2,96	3,10	2,93	3,07	0,40	0,42
K81-2191c(1)	6,42	7,89	3600	2,95	3,21	2,94	3,19	0,40	0,43
K81-2191c(2)	6,47	7,91	3600	2,96	3,20	2,92	3,15	0,40	0,43
K81b(1)	10,48	7,87	6300	2,60	2,72	2,45	2,56	0,46	0,49
K88-2350	16,14	7,92	10050	2,81	2,94	2,83	2,98	0,48	0,51
K109-2789(2)	5,32	7,89	3100	3,02	3,11	2,96	3,06	0,43	0,42
K117-2900	21,32	7,79	13800	2,84	3,03	2,81	3,01	0,40	0,43
K134-3221	13,28	7,87	8000	2,44	2,57	2,43	2,54	0,39	0,43
K165	18,44	5,72	9100	2,67	2,82	2,70	2,83	0,41	0,43
K191	17,53	5,72	7100	2,59	2,68	2,55	2,65	0,45	0,51
K193	6,31	5,65	2550	3,00	3,20	2,94	3,13	0,38	0,41
K195-4772	12,47	5,72	5400	2,53	2,78	2,52	2,73	0,32	0,44
K195-4774	5,43	5,21	1950	2,48	2,77	2,48	2,76	0,25	0,29
K195-4777	18,88	5,67	9000	3,49	3,81	3,45	3,80	0,70	0,72
K195-4782	4,66	5,64	1700	2,77	2,94	2,84	3,00	0,37	0,40
K207-5028	15,51	5,69	6450	2,69	2,86	2,66	2,83	0,36	0,39

Tableau VI.3 : Valeur moyenne, médiane et écart type de conductivité thermique des échantillons sec et saturés.

La conductivité thermique moyenne mesurée pour les différents faciès du granite de Soultz-sous-Forêts varie entre 2,31 et 3,49 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ pour les échantillons secs ; ces mêmes échantillons saturés présentent des valeurs distribuées entre 2,40 et 3,81 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ (tab. VI.3). Ces résultats sont en accord avec la littérature : en général, la conductivité thermique des granites, mesurée à l'aide de la méthode des barres divisées, varie entre 1,2 et 4,5 $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ (Cermak and Rybach 1982), et la moyenne mesurée pour le granite de Soultz-sous-Forêts sec est de $2,58 \pm 0,2 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ (Rummel 1991).

Faciès	Nb. Tot. de points de mesure	Conductivité thermique			
		sec		sat	
		moy. simple	moy. pondérée	moy. simple	moy. pondérée
Sain (K134, K191, K207)	21550	2,57	2,56	2,70	2,69
AHI (K195-4772, -4774, -4782)	9050	2,59	2,56	2,83	2,80
AHH à AHCH (K81-2191)	77058	2,94	2,93	3,13	3,11
AHCS (K195-4777)	9000	3,49		3,81	

Tableau VI.4 : Valeurs moyennes de conductivité thermique de chaque faciès (la moyenne pondérée tient compte de la surface de chaque échantillon).

En sélectionnant les échantillons représentatifs de chaque faciès pétrographique, on peut estimer la valeur de conductivité thermique de chacun d'eux (voir tableau VI.4). Comme la surface scannée est de taille variable, chaque valeur de conductivité thermique prise en compte dans le calcul de la moyenne est pondérée en fonction du nombre de point de mesure. Lors des modélisations de circulation, ces valeurs seront intégrées à des modèles traitant la matrice et les structures comme deux éléments séparés (cf. § VII.2). Afin d'estimer au mieux la valeur de conductivité thermique de la matrice, les échantillons présentant des déformations pouvant l'affecter de manière non négligeable (cimentation au quartz p.e.) n'ont pas été pris en compte dans les calculs.

VI.3.2 Relation entre minéralogie et conductivité thermique

Lors d'une mesure de conductivité thermique, la valeur mesurée correspond à la valeur moyenne sur une profondeur d'environ 5 mm au point de mesure (Popov et al. 1999). Ainsi, si des limites de minéraux ou des structures ne sont pas perpendiculaires au plan de mesure, on peut observer un décalage entre la carte de conductivité thermique et la répartition des minéraux visibles en surface.

Les principaux minéraux constituant le granite sont le quartz, les plagioclases, les feldspaths potassiques et le mica ; la conductivité thermique moyenne de ces minéraux est donnée dans le tableau VI.5.

Minéral	conductivité thermique moyenne
Feldspath potassique	2,31
Plagioclase	1,84
Quartz	7,69
Mica	2,02

Tableau VI.5 : Conductivités thermiques moyennes des principaux minéraux du granite (d'après Guéguen and Palciauskas 1992 ; Clauser and Huenges 1995).

La carte de conductivité thermique réalisée sur l'échantillon K191 illustre parfaitement la relation entre minéralogie et conductivité thermique (fig. VI.2a). Les phénocristaux de feldspaths potassiques de faible conductivité se détachent nettement, et les plages de forte conductivité correspondent aux zones enrichies en quartz. Le reste de la surface correspond à

un mélange de feldspath potassique, de feldspath plagioclase, et de quartz qui compose la matrice du granite porphyrique.

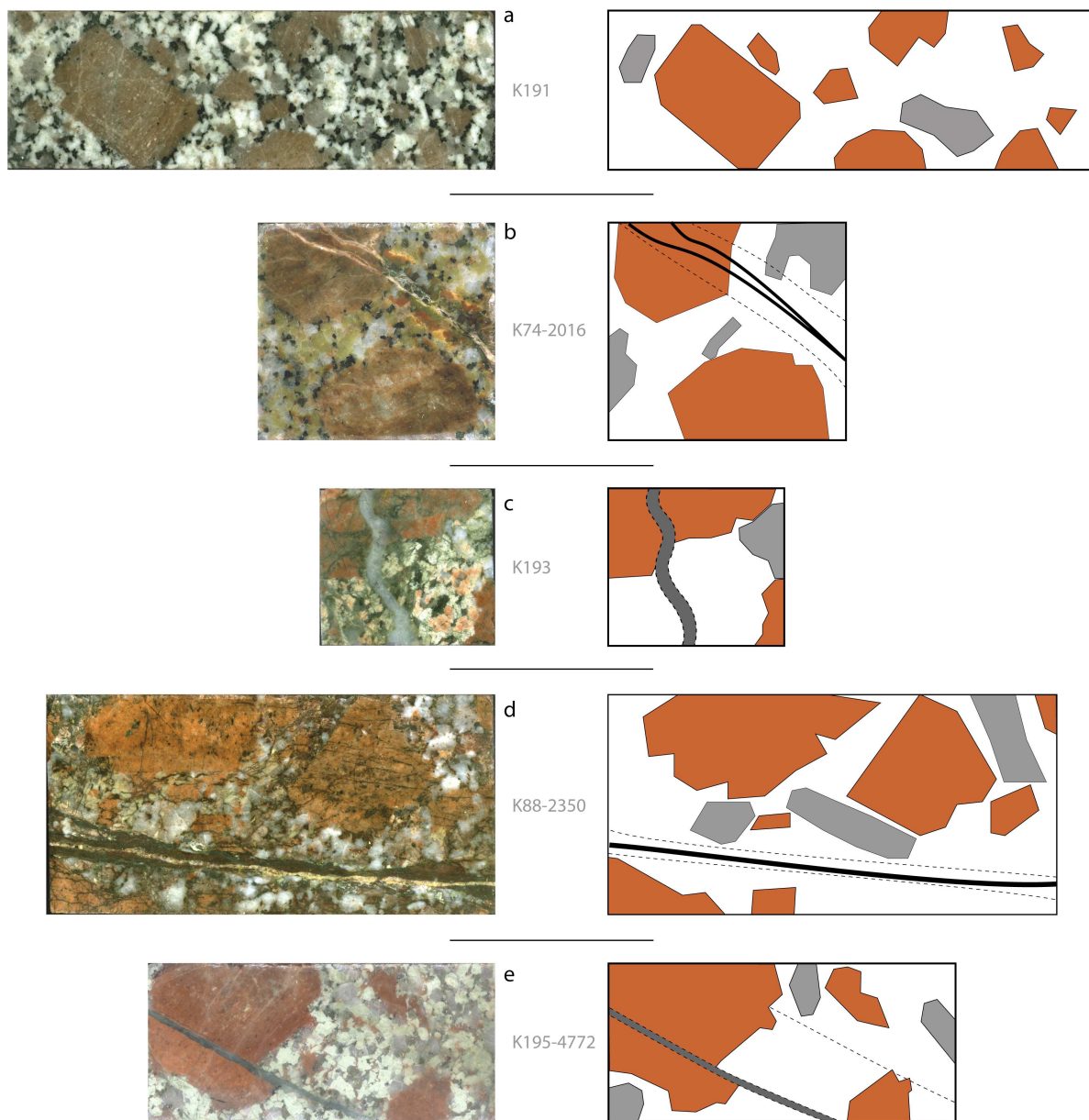
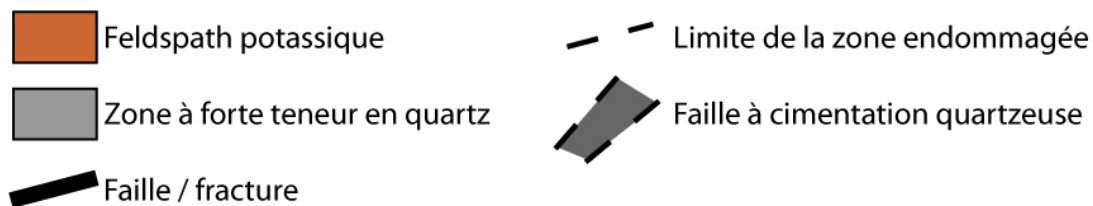


Figure VI.1 : Schéma structuraux des échantillons K191 (a), K74-2016 (b), K193 (c), K88-2350 (d) et K195-4772 (e).

VI.3.3 Relation entre structure et conductivité thermique

Les échantillons K74-2016, K193 et K195-4772 illustrent l'impact des structures de déformation sur la distribution de conductivité thermique (principalement lié à une variation de minéralogie). L'échantillon K74-2016 présente deux fines fractures (fig. VI.1b) partiellement cimentées par de la calcite (conductivité thermique moyenne = $3,59 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ d'après Horaï 1971). Sur la carte, en plus de la minéralogie, il est possible de distinguer les fractures, notamment quand elles recoupent le feldspath potassique, du fait du contraste de conductivité thermique entre ce dernier et la calcite qui cimente les structures (fig. VI.2b).

Pour l'échantillon K193, cet effet est encore plus marqué, car la faille a engendré la mise en place d'une veine de quartz de quelques millimètres d'épaisseur (fig. VI.1c). La conductivité thermique du quartz étant de $7,69 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ en moyenne, cette structure apparaît nettement sous la forme d'une bande de très forte conductivité, traversant l'échantillon et correspondant précisément aux limites de la veine (fig. VI.2c). Ce phénomène est également visible sur l'échantillon K195-4772 ; la faille cimentée au quartz et à l'illite (fig. VI.1e) est directement visible sur la carte de conductivité thermique, notamment lorsqu'elle recoupe le feldspath potassique (fig. VI.2e).

De manière générale, la distinction des structures de déformation reste liée à leur minéralogie. La présence d'une fracture non cimentée, et ne présentant qu'une faible porosité, ne sera pas visible sur la carte de conductivité thermique (cf. annexe 3 éch. K165). Par contre, la comparaison de mesures réalisées sur des échantillons sec, puis saturés permettra de mettre en évidence la distribution de porosité, aussi bien par rapport à la minéralogie que par rapport aux structures. En effet, la conductivité thermique de l'eau est plus de 20 fois supérieure à celle de l'air ($0,59 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ contre $0,0257 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$), la différence entre les deux cartes devrait donc être d'autant plus marquée que la porosité de l'échantillon est développée.

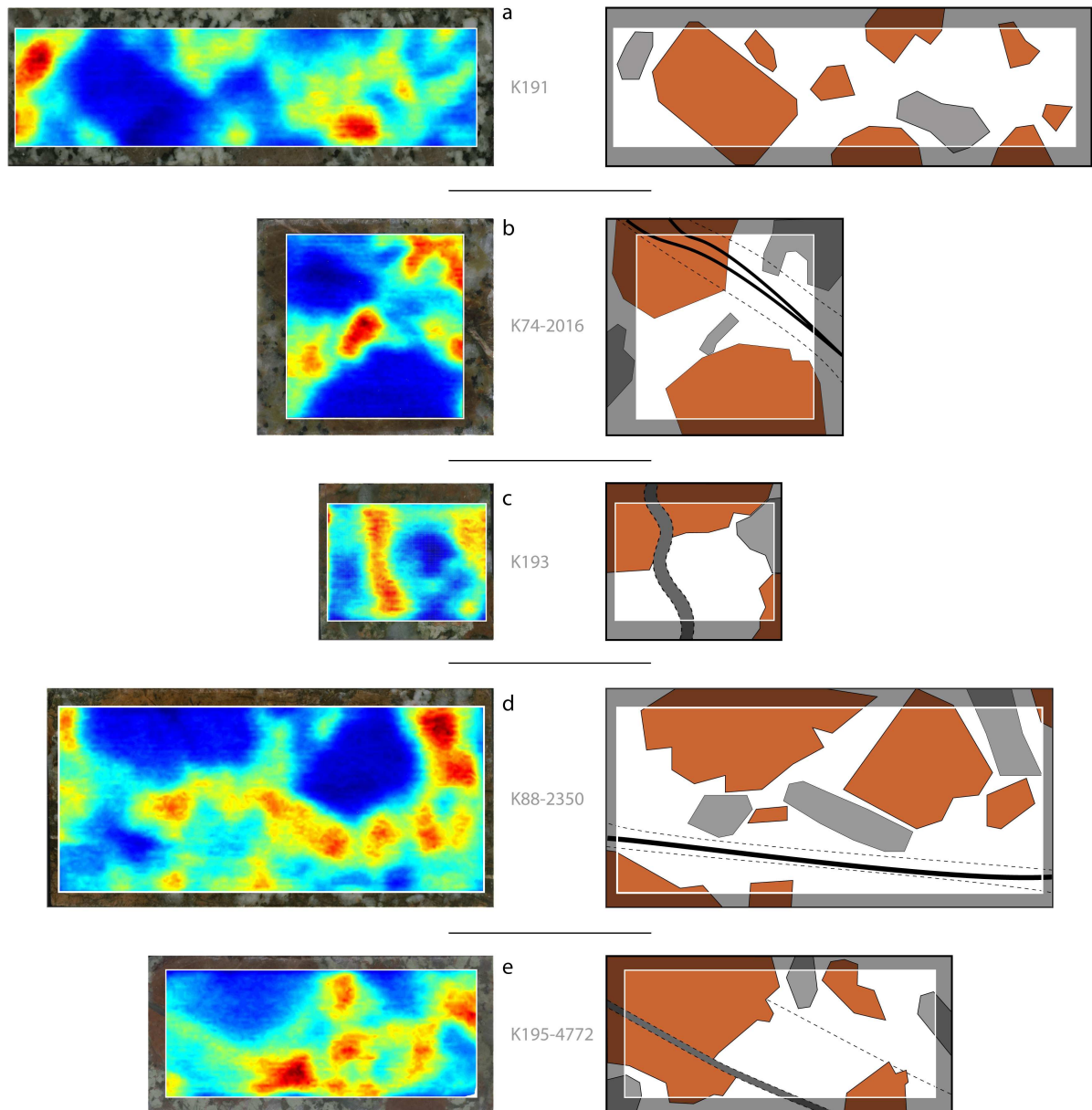
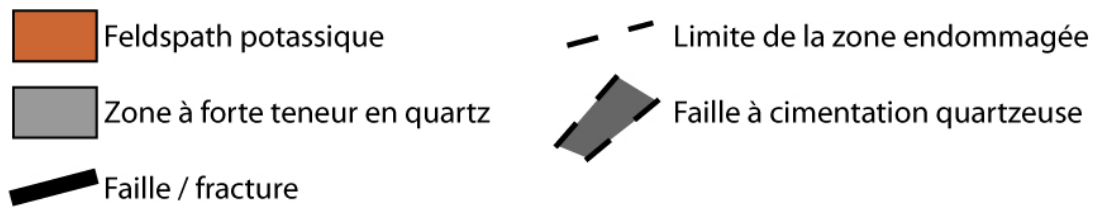


Figure VI.2 : Cartes de conductivité thermique des échantillons K191 (a), K74-2016 (b), K193 (c), K88-2350 (d) et K195-4772 (e).

VI.4 Distribution de la porosité

Sur la base de deux mesures de conductivité thermique, l'une de l'échantillon sec, l'autre de l'échantillon saturé, Schärli & Rybach (1984) proposent une estimation de la porosité à l'aide de la formule suivante :

$$\phi = \frac{\ln(\lambda_{sat}) - \ln(\lambda_{sec})}{\ln(\lambda_{eau}) - \ln(\lambda_{air})},$$

avec ϕ la porosité calculée, λ_{sec} et λ_{sat} les valeurs de conductivité thermique mesurées respectivement pour l'échantillon sec, et l'échantillon saturé, λ_{eau} et λ_{air} les valeurs de conductivité thermique pour l'eau et l'air.

Cette méthode a été développée pour l'exploitation de mesures de conductivité thermique réalisées par la technique de l'aiguille chauffante (Pribnow et al. 1996 ; Schärli & Rybach 1984) ; les valeurs de conductivité thermique utilisées sont des valeurs moyennes mesurées pour chaque échantillon. Dans le cas du TCS, la forte hétérogénéité minéralogique et structurale des échantillons étudiés, ainsi que le traitement informatique nécessaire à l'obtention des cartes de distribution de la porosité, ne permettent pas d'exploiter ces dernières en terme de valeur absolue. En effet, comme la position des points de mesure n'est pas rigoureusement identique entre la mesure de conductivité thermique de l'échantillon sec et celle de l'échantillon saturé, chaque carte nécessite l'utilisation d'une grille d'interpolation. Par la suite, les valeurs utilisées pour la réalisation des cartes de porosité sont les valeurs interpolées. Ces cartes sont donc considérées comme des cartes de distribution relative et permettent, à défaut de connaître la valeur de porosité en chaque point, d'observer la distribution des vides à la surface des échantillons, en fonction de la minéralogie et des structures.

VI.4.1 Relation entre minéralogie et porosité

Pour chaque échantillon, une carte de densité de porosité a été réalisée, et l'intégralité des résultats est disponible dans l'annexe 3. Les cinq échantillons précédents (K191, K74-2016, K193, K88-2350 et K195-4772) ont également été retenus pour illustrer cette méthode.

La porosité des principales phases minérales constituant le granite (feldspath potassique, plagioclase, quartz) varie selon l'état d'altération de chacune d'elles ; le tableau VI.6 rassemble les gammes de porosité propre à chaque phase minérale.

Minéral	Gamme de porosité (%)
Phénocristaux de feldspath potassique	< 0,5
Plagioclase	0 à 20
Quartz	0 à 2

Tableau VI.6 : Gamme de porosité des principaux minéraux composant le granite de Soultz-sous-Forêts (d'après Surma 2003).

La carte de densité de porosité réalisée pour l'échantillon K191 permet d'associer les principaux éléments de la minéralogie à une valeur relative de porosité (fig. VI.3a). Les phénocristaux de feldspath potassique, de porosité quasi nulle et de grande taille, se détachent nettement. Les zones de plus forte porosité correspondent à la matrice, composée de quartz, de plagioclases, de feldspaths potassiques et de micas, qui entoure ces phénocristaux. L'échantillon étant un granite sain, la porosité doit principalement se concentrer dans cette matrice, aux joints de grains ; mais la taille plus réduite des minéraux et leur imbrication aléatoire à l'intérieur du volume scanné (une tranche d'environ 5 mm d'épaisseur, Popov et al. 1999), ne permet pas de les discerner plus nettement.

VI.4.2 Relation entre structure et porosité

L'impact des déformations sur l'encaissant ne se limite pas forcément aux structures visibles directement sur l'échantillon. L'observation des différentes cartes de densité de porosité réalisées sur les granites ayant subi une déformation et/ou une altération a permis de mettre en évidence non seulement les structures visibles, mais également celles qui ne le sont pas, notamment dans la zone endommagée (porosité liée à la déformation ou à l'altération). Différentes combinaisons, liées au colmatage de la structure et à l'état d'altération de sa zone endommagée ont été étudiées et sont présentées ci-dessous.

VI.4.2.a Les failles et fractures

Les failles et/ou fractures visibles sur une simple carte de conductivité thermique, du fait d'un remplissage présentant une composition différente de l'encaissant, n'apparaissent pas forcément sur les cartes de porosité. En effet, si la structure est cimentée de telle sorte qu'il n'y ait quasiment plus de vides connectés, elle ne sera pas visible. C'est notamment le cas de l'échantillon K195-4772 : la faille cimentée par du quartz et par de l'illite apparaît nettement sur la carte de conductivité thermique (fig. VI.2e), mais ne figure pas sur la carte de densité de porosité (fig. VI.3e).

A l'inverse, des structures n'apparaissant pas sur les cartes de conductivité thermique, mais présentant néanmoins un réseau poreux développé peuvent être mises en évidence lors des calculs de porosité. L'échantillon K88-2350 illustre parfaitement ce cas : la structure qui traverse l'échantillon n'est pas visible sur la carte de conductivité thermique (fig. VI.2d). Néanmoins, comme elle constitue une zone de forte porosité, les résultats obtenus lors de la confrontation des mesures de conductivité thermique de l'échantillon sec et de l'échantillon saturé permettent de la mettre en valeur (fig. VI.3d).

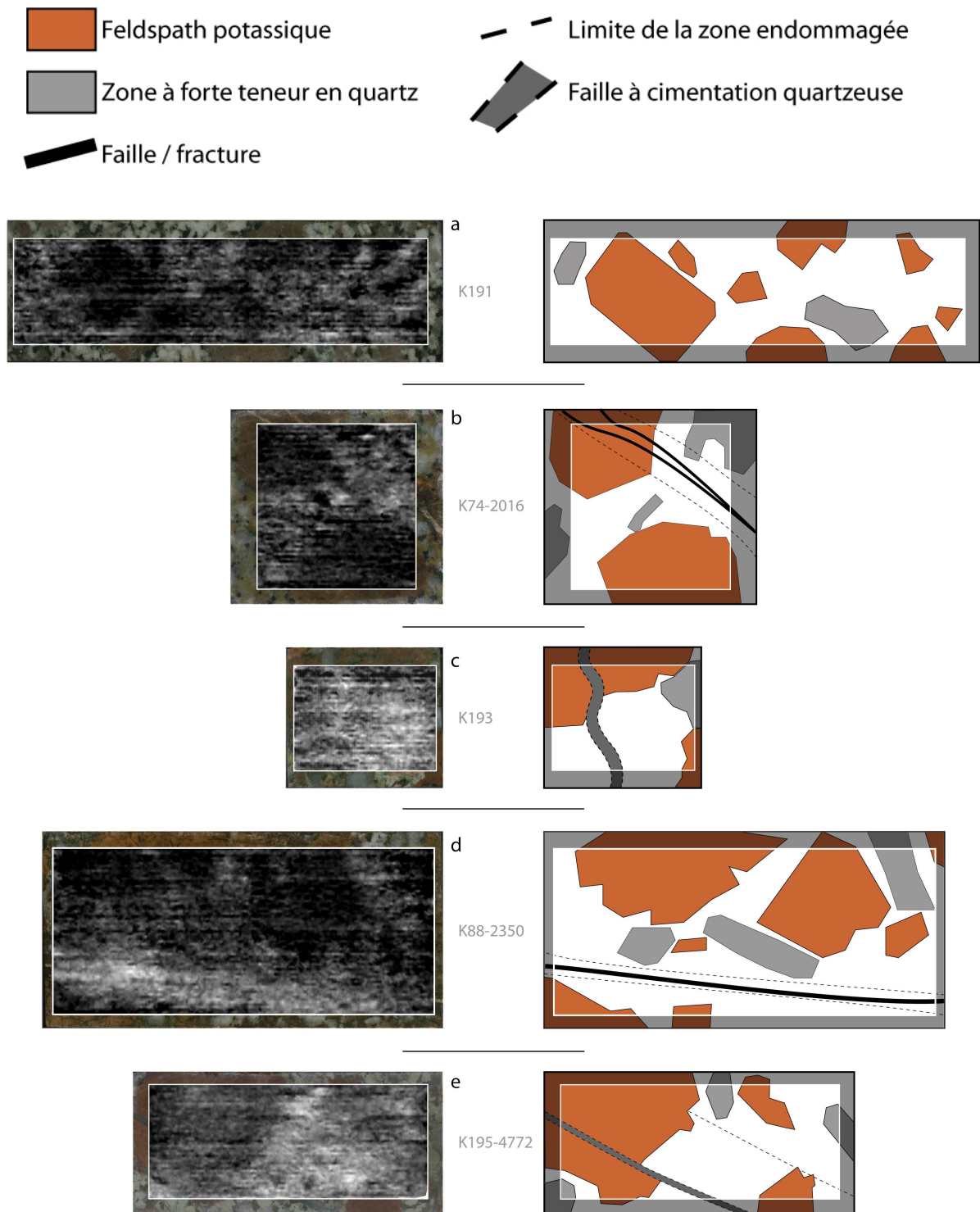


Figure VI.3: Cartes de densité de porosité des échantillons K191 (a), K74-2016 (b), K193 (c), K88-2350 (d) et K195-4772 (e).

VI.4.2.b La zone endommagée

Les cartes de porosité permettent également de caractériser la zone endommagée et surtout le développement du réseau poreux lié à son altération. Sur l'échantillon K74-2016, la bande d'altération bordant les fractures (fig. VI.1b) est visible dans la matrice, mais pas sur la carte de conductivité thermique (fig. VI.2b) ; elle apparaît sur la carte de porosité (fig. VI.3b) comme une zone dont la densité de vide est un peu plus élevée que celle de l'encaissant (cette observation se limite néanmoins à la matrice et n'affecte pas le feldspath potassique).

Une observation similaire peut-être faite sur l'échantillon K195-4772 (fig. VI.1e, VI.2e et VI.3e) : bien que la faille ne soit pas visible sur la carte de porosité du fait de son colmatage, une large zone d'altération affecte néanmoins la matrice (fig. VI.3e) et peut être mise en relation avec une portion de l'échantillon présentant des plagioclases plus clairs (fig. VI.1e), sans doute davantage lessivés par les circulations fluides.

Finalement, le cas de l'échantillon K88-2350 (fig. VI.1d, VI.2d et VI.3d) illustre le fait que la zone endommagée, plus poreuse que l'encaissant, n'est pas forcément visible à l'œil nu. En effet, la figure VI.1d ne permet pas de discerner de structure particulière autre que la fracture. Cependant en réalisant une carte de densité de porosité, il est possible de mettre en évidence une zone de forte porosité qui n'est pas simplement limitée à la fracture (fig. VI.3d). Elle s'étend de part et d'autre de cette dernière et forme une bande deux à trois fois plus épaisse.

VI.5 Conclusion

La procédure développée dans cette étude donne accès à deux informations qui peuvent être mise en relation avec l'hétérogénéité minéralogique et structurale du granite de Soultz-sous-Forêts :

- les mesures de conductivité thermique réalisées sur des échantillons secs et saturés : elles ont permis d'une part d'estimer des valeurs moyennes propres aux différents faciès, et d'autre part, en étudiant les variations locales, d'illustrer l'hétérogénéité du milieu, notamment à proximité de la zone de faille.
- la distribution de la porosité à l'échelle macroscopique, basée sur les variations de conductivité thermique dues à la saturation de l'échantillon.

D'après les cartes de porosité, toutes les structures de déformation fragiles sont accompagnées d'une zone endommagée, quelle que soit leur nature (faille ou fracture) ou leur taille. Lorsqu'elle a subi une altération marquée par suite des circulations liées à la fracture ou à la faille, cette zone endommagée peut être directement visible sur l'échantillon. Cependant, elle peut également se limiter à une simple bande de déformation fragile, composée de microfractures, auquel cas, elle est uniquement visible sur les cartes de densité de porosité.

Les cartes de densité de porosité obtenues ne permettent pas de connaître les valeurs exactes de porosité dans la zone endommagée ; pour l'instant, elles ne peuvent être utilisées qu'en terme de distribution relative. Néanmoins, l'intégration d'une plateforme micrométrique sur le dispositif de mesure permettrait sans doute de positionner l'échantillon de manière plus précise, d'affiner les données, et d'obtenir ainsi des cartes de distribution de porosité absolue. L'utilisation d'autres matériaux pour saturer la porosité peut également être envisagée. Un matériau ayant des propriétés similaires à celles de la paraffine, permettrait de saturer l'échantillon sous pression, à des températures comprises entre 60 et 100°C. Par la suite, la

réalisation des mesures à température ambiante et le changement de phase permettraient d'éviter les problèmes d'évaporation et de séchage qui peuvent apparaître pendant la mesure.

Enfin, bien que les résultats n'apportent que des distributions relatives de porosité, dans les modèles numériques, la zone endommagée sera représentée avec une porosité décroissante depuis la zone de gouge jusqu'au protolithe (Surma 2003); les valeurs obtenues par porosimétrie au mercure servant à caler le modèle (cf. chap. V).

Les conductivités thermiques mesurées sur les faciès étudiés seront également attribuées aux différentes parties de la zone de faille : une forte conductivité thermique dans la zone de gouge, du fait d'une plus grande proportion de quartz, puis des valeurs décroissantes dans la zone endommagée, depuis la zone de gouge jusqu'au protolithe (cf. § VI.3.1 et § VII.2.4).

CHAPITRE VII

Modélisation des circulations fluides dans une zone de faille avec prise en compte de la zone endommagée.

Le but de ce chapitre est d'analyser l'impact de la zone endommagée sur le transfert thermique et les transferts de matière dans une zone de faille soumise à une exploitation géothermique. Pour ce faire, le modèle Thermo-Hydro-Mécanique Code-Bright a été employé (cf. § II.6.2), et des essais de circulation, à travers différentes géométries de zone de faille, ont été réalisés.

VII.1 Approche

Les différentes propriétés physiques et/ou géométriques attribuées à chaque élément du modèle proviennent soit des études et des mesures présentées dans ce mémoire, soit de la littérature. Les différents points testés à l'aide des modèles numériques sont les distributions de pression, de température et de concentration pendant l'exploitation ; mais également les flux de chaleur et les transferts de fluides. Pour observer l'impact de la zone endommagée sur le comportement global d'une zone de faille soumise à l'exploitation géothermique, différents modèles de complexité croissante ont été testés, leurs géométries et leurs propriétés physiques sont détaillées ci-dessous.

VII.2 Caractéristiques physiques et géométriques des différents modèles

VII.2.1 Les géométries testées

Les modèles réalisés représentent des blocs de roche de 25 mètres de côté, bordés à gauche par un puits d'injection, et à droite par un puits fictif, noté « puits tampon », permettant d'équilibrer les conditions limites et d'évacuer les fluides injectés dans la zone de faille ; le tout se situant à une profondeur de 4500 mètres. Six géométries différentes ont été testées.

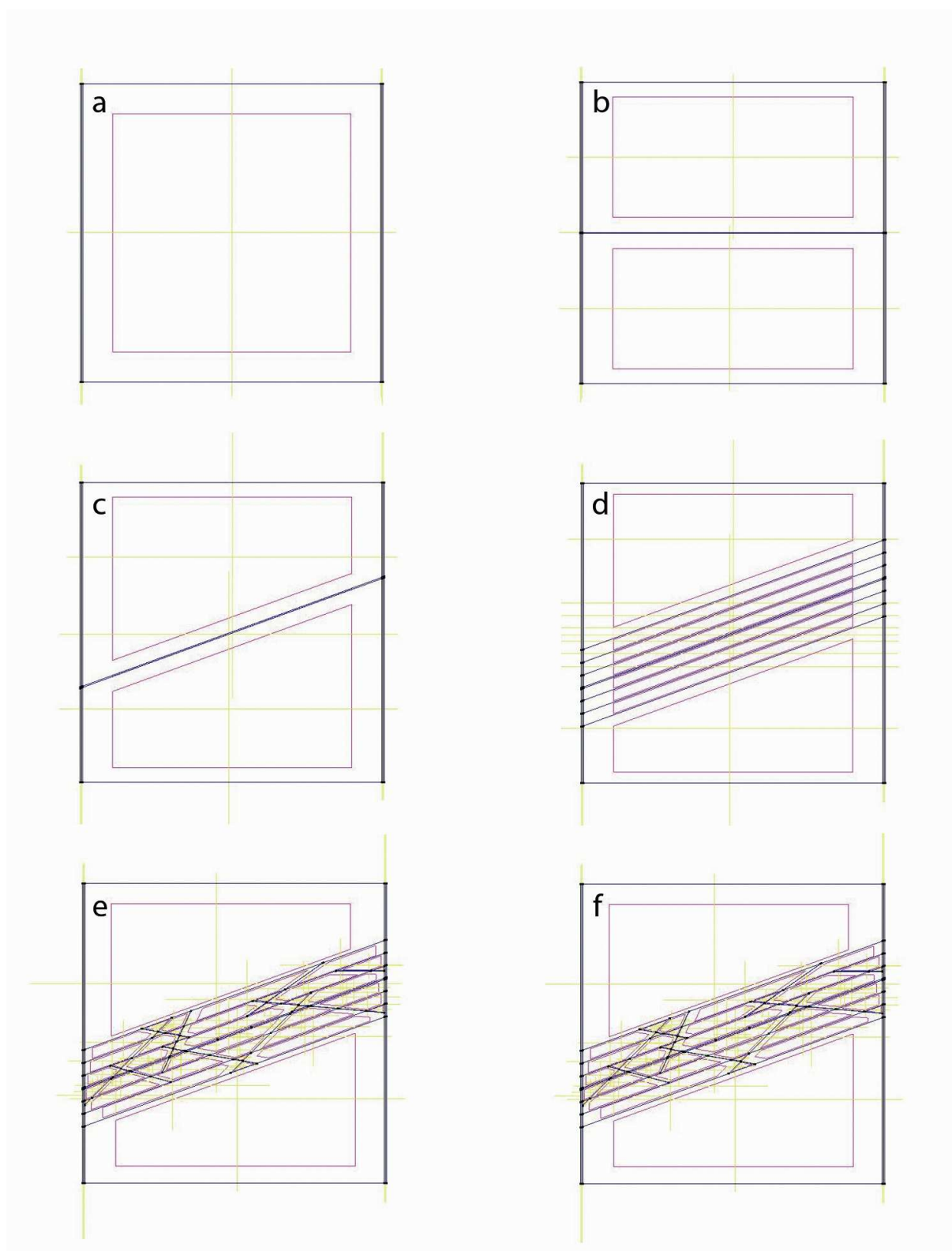


Figure VII.1 : Géométries des différents modèles de circulation ; (a) modèle 0, bloc de roche non déformé ; (b) modèle 1, zone de gouge horizontale ; (c) modèle 2, zone de gouge inclinée ; (d) modèle 3, zone de faille incluant la zone endommagée ; (e) modèle 4, zone de faille avec zone endommagée et fracturation ; (f) modèle 5, zone de faille avec zone endommagée, fracturation et colmatage d'une portion de la zone de gouge.

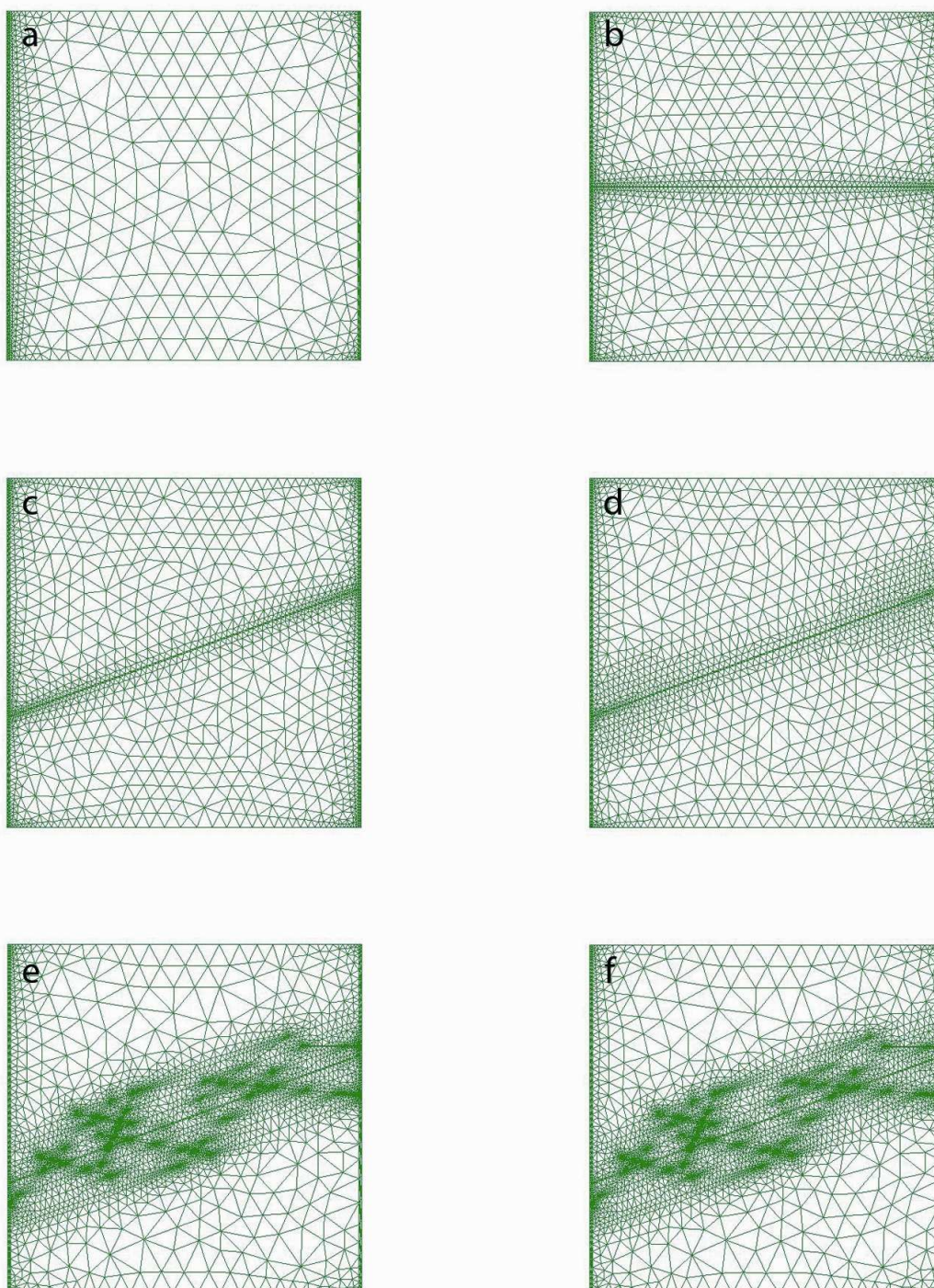


Figure VII.2 : Les différentes grilles associées aux géométries testées ; (a) modèle 0, (b) modèle 1, (c) modèle 2, (d) modèle 3, (e) modèle 4, (f) modèle 5.

Modèle 0 :

A titre d'information, un modèle sans structure de déformation a été testé. Il est composé d'un bloc de roche, du puits d'injection et du puits tampon (fig. VII.1a).

Modèle 1 :

Ce modèle est composé d'un bloc de roche traversé par une zone de gouge horizontale, de 10 cm d'épaisseur, reliant le puits d'injection au puits tampon (fig. VII.1b).

Modèle 2 :

Les caractéristiques de ce modèle sont identiques à celles du précédent, seule la zone de gouge a été inclinée de 20° (fig. VII.1c).

Modèle 3 :

Une première géométrie de la zone endommagée est construite à travers ce modèle. Elle se présente sous la forme de 2 fois 3 bandes, réparties de part et d'autre de la zone de gouge. Elles présentent des propriétés physiques variables ; par exemple, une chute de la porosité depuis la zone de gouge jusqu'au protolithe. La zone de faille reste inclinée de 20° (fig. VII.1d).

Modèle 4 :

Ce modèle présente une structuration plus complexe de la zone endommagée. Les différentes zones de déformation du modèle 3 sont conservées, mais une série de fractures formant un angle de 15 à 35° avec la zone de gouge, et connectant ces différentes parties de la zone de faille a été ajoutée. Les fractures sont représentées sous la forme d'une bande de forte perméabilité et de forte porosité de 3 cm d'épaisseur (fig. VII.1e).

Modèle 5 :

Afin de tester l'impact du colmatage de la zone de gouge, et le rôle de la zone endommagée dans une pareille situation, une portion de la zone de gouge a été remplacée par un bouchon. Le reste du modèle présente une géométrie identique au modèle 4 (fig. VII.1f).

La résolution de ces différents modèles nécessite la création d'un maillage de points. Pour chacun d'eux, la densité de points augmente dans les zones de forte hétérogénéité géométrique et physique, pour gérer au mieux les différents gradients, et elle est réduite au minimum dans les parties homogènes du modèle, pour optimiser le temps de calcul (fig. VII.2).

VII.2.2 Distribution de la porosité

Dans chaque modèle, une porosité constante est attribuée à chaque unité. Le tableau VII.1 résume cette distribution.

Élément du modèle	Porosité (%)	Élément du modèle	Porosité (%)
Roche	0,5	Zone endommagée 2	4
Faille et fractures	15	Zone endommagée 3	2
Zone endommagée 1	8	Bouchon	1

Tableau VII.1: Distribution des porosités dans les différents éléments constituant les modèles.

Les valeurs de porosité attribuées à la roche et aux différentes zones endommagées proviennent des mesures de porosimétrie par injection de mercure réalisées sur différents granites sains, ou présentant des faciès d'altération variés (cf. chap. V). Ainsi, une diminution de la porosité depuis la zone de gouge jusqu'au protolithe (Surma 2003) a été prise en compte. Les failles et fractures sont des structures complexes qui présentent une certaine rugosité et parfois différentes générations de ciment, avec une alternance de portions ouvertes et de portions jointives. Leur représentation se fait donc sous la forme d'une unité possédant une épaisseur (10 cm pour la faille, 3 cm pour les fractures) et une porosité (15 %) données ; de cette manière, les différents éléments qui composent la faille sont pris en compte dans le modèle sans pour autant générer une géométrie complexe qui pourrait porter préjudice à la convergence des calculs.

VII.2.3 Distribution de la perméabilité

Les différentes valeurs de perméabilité retenues pour les unités constituant les modèles proviennent des mesures réalisées sur des échantillons de granites sains, de granites altérés, et de granites fracturés (cf. chap. V). Le tableau VII.2 résume cette distribution de perméabilité.

Élément du modèle	Perméabilité (m ²)	Élément du modèle	Perméabilité (m ²)
Roche	10 ⁻¹⁹	Zone endommagée 2	10 ⁻¹⁶
Faille et fractures	10 ⁻¹³	Zone endommagée 3	10 ⁻¹⁸
Zone endommagée 1	10 ⁻¹⁵	Bouchon	10 ⁻¹⁸

Tableau VII.2 : Distribution des perméabilité dans les différents éléments constituant les modèles.

VII.2.4 Distribution de la conductivité thermique

Les mesures de conductivité thermique pratiquées sur des échantillons sains, des échantillons altérés, et des échantillons fracturés, à l'aide du scanner de conductivité thermique (cf. chap. VI), ont permis de déterminer les propriétés thermiques de chaque partie du modèle. Ces dernières sont regroupées dans le tableau VII.3.

Élément du modèle	Conductivité thermique	
	Matériau sec	Matériau saturé
Roche	2,56	2,69
Faille et fractures	3,49	3,8
Zone endommagée 1	2,56	2,78
Zone endommagée 2	2,56	2,75
Zone endommagée 3	2,56	2,72
Bouchon	3,49	3,8

Tableau VII.3 : Valeurs de conductivité thermique retenues pour les différentes unités constituant les modèles.

Les failles et fractures pouvant présenter une forte proportion de quartz secondaire, sous forme de colmatage, ou dans les premiers centimètres de roche au niveau des épontes, les

propriétés thermiques de l'échantillon K195-4777 (faciès d'altération hydrothermale cataclasé silicifié, cf. chap. VI) ont été attribués à ces unités.

Les conductivités thermiques de la roche saine sèche et saturée ont également été mesurées (cf. chap. VI), ainsi que celle de la zone endommagée 1 (faciès d'altération hydrothermale à illite, échantillon K195-4774 p.e.). Les valeurs affectées aux zones endommagées 2 et 3 tiennent compte des observations faites au paragraphe VI.3.1, et ont été estimées en répartissant au 1/3 la variation de conductivité thermique mesurée entre le protolithe et la zone endommagée 1.

VII.2.5 Conditions initiales

Le volume de roche modélisé se situe à 4500 mètres de profondeur. La pression fluide du milieu est de 45 MPa au sommet du modèle (pression hydrostatique) et 45,25 MPa à sa base ; entre les deux, la distribution est linéaire. La distribution de température se fait également de manière linéaire entre le haut (180 °C) et le bas du modèle (180, 75 °C) (cf. fig. III.2). Enfin, dans tout le bloc modélisé, la quantité de matière dissoute dans le fluide saturant la roche est de 0,09 kg/kg (communication GEIE-EMC / Soultz-sous-Forêts ; Beaujard 2005).

VII.2.6 Conditions limites

La géométrie, les propriétés physiques, et les conditions initiales des différents modèles étant définies, il reste à appliquer les conditions aux limites au niveau du puits tampon et du puits d'injection.

Les conditions aux limites contrôlant le puits tampon sont relativement simples. Du fait des mouvements de fluide dans la zone de faille, et pour limiter les surpressions qui y sont liées, une condition de flux a été fixée au sommet du puits. La pression y est maintenue à 45 MPa, ainsi les fluides provenant du bloc de roche peuvent être évacués. En théorie, comme les mouvements de fluide se font depuis le système modélisé vers l'extérieur, les conditions de température et de concentration du fluide au sommet du puits tampon n'ont pas d'importance. Néanmoins, dans la pratique, comme le flux ne se met pas en place instantanément, les conditions retenues sont les conditions initiales.

Les conditions limites au niveau du puits d'injection sont plus complexes ; en effet, si le pulse de pression est immédiat, la chute de température et la variation de salinité durant la phase d'injection doivent se faire en plusieurs étapes détaillées ci-dessous.

Comme la portion de roche modélisée se situe à 4500 mètres de profondeur, il faut, dans un premier temps, évacuer le volume d'eau contenu initialement dans le puits. La vitesse du fluide est d'environ 1 m.s^{-1} (communication GEIE-EMC / Soultz-sous-Forêts), la première étape nécessite donc 4500 secondes, et implique une chute de température de 40° (gradient thermique du puits, modifié au contact de la roche). Ensuite, le fluide réellement injecté depuis la surface pénètre dans la partie modélisée. Ce fluide affiche une concentration en élément dissous de 0,01 kg/kg de fluide. Pour faciliter la convergence lors des calculs, cette transition est effectuée en 450 secondes ; ce qui implique également une chute de température de 4 °C. Enfin, à partir de 4950 secondes, la concentration du fluide se stabilise à 0,01 kg/kg, et la température chute de manière linéaire jusqu'à 60 °C (température du fluide injecté).

A partir de 22500 secondes (environ 6,5 heures), les propriétés du fluide injecté à l'entrée du modèle sont stabilisées et constantes : la pression fluide est toujours de 60 MPa, la

concentration de 0,01 kg/kg, et la température de 60 °C. Ces conditions sont appliquées jusqu'à la fin de la période modélisée, c'est-à-dire 30 jours. La figure VII.3 résume les variations des conditions limites imposées au sommet de l'unité représentant le puits d'injection.

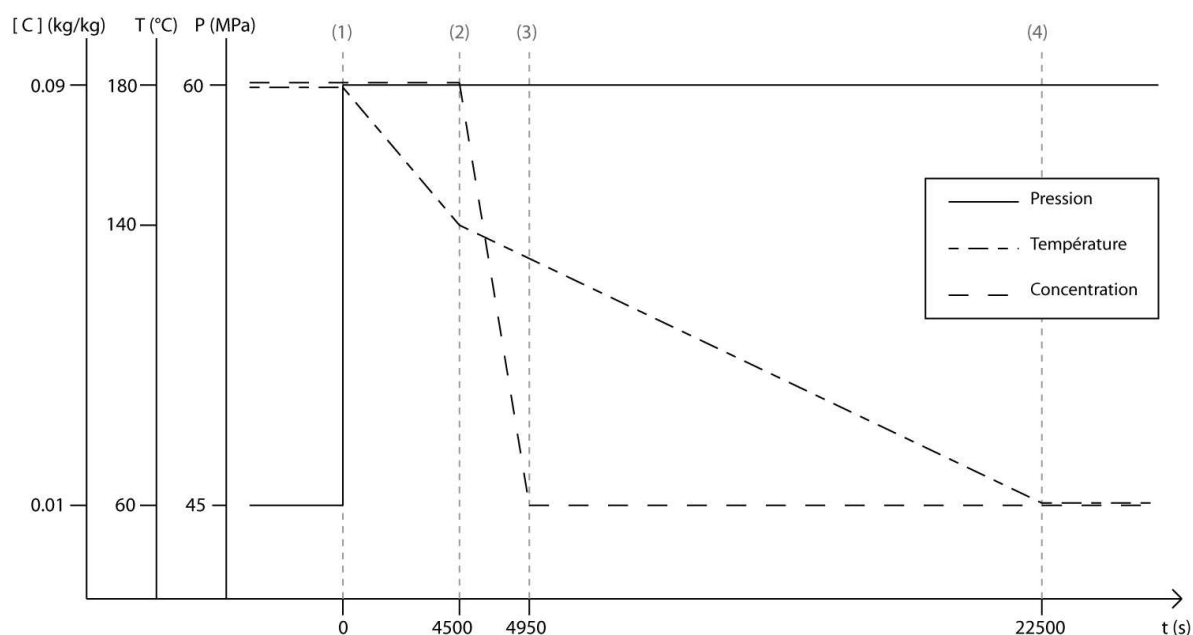


Figure VII.3 : Variation des conditions limites au sommet du puits d'injection, à l'entrée du modèle (-4500 m) : (1) début de l'injection, (2) début de la zone de transition entre fluide initial et fluide injecté, (3) fin de la zone de transition, (4) la température du puits est stabilisée, les propriétés du fluide à l'entrée du modèle également.

VII.3 Résultats

Comme pour la présentation des différentes géométries de modèle et de leur maillage associé, les résultats ont été regroupés sous forme de planches traitant chacune d'une propriété donnée. De cette manière, l'impact de la prise en compte de la zone endommagée sur ces dernières peut être observé directement.

VII.3.1 Distribution de la pression

Au voisinage du puits d'injection, la chute de température de la roche et sa faible perméabilité génèrent une chute de la pression fluide (fig. VII.4a). Ce phénomène se retrouve dans les autres modèles et se produit uniquement dans le granite sain, partout où la perméabilité du matériau n'arrive pas à compenser la chute de pression due au refroidissement du fluide. C'est notamment le cas autour d'une simple faille (fig. VII.4b,c), avec une dépression maximum au niveau du puits et une atténuation le long de la structure.

L'ajout d'une zone endommagée de part et d'autre de la zone de gouge implique l'augmentation du volume de roche affectée par le pulse de pression (fig. VII.4d.). En effet, même si elle est décroissante depuis la zone de gouge jusqu'au protolithe, la perméabilité de la zone endommagée reste suffisante pour autoriser la propagation des pressions fluides à travers

toute la zone de faille. L'ajout des fractures n'a qu'une influence localisée sur le gradient de pression fluide (fig. VII.4e).

Enfin, le colmatage de la zone de gouge génère une augmentation de pression dans la partie comprise entre le bouchon et le puits d'injection ; le gradient s'intensifie au niveau du bouchon, et se détend au-delà (fig. VII.4f).

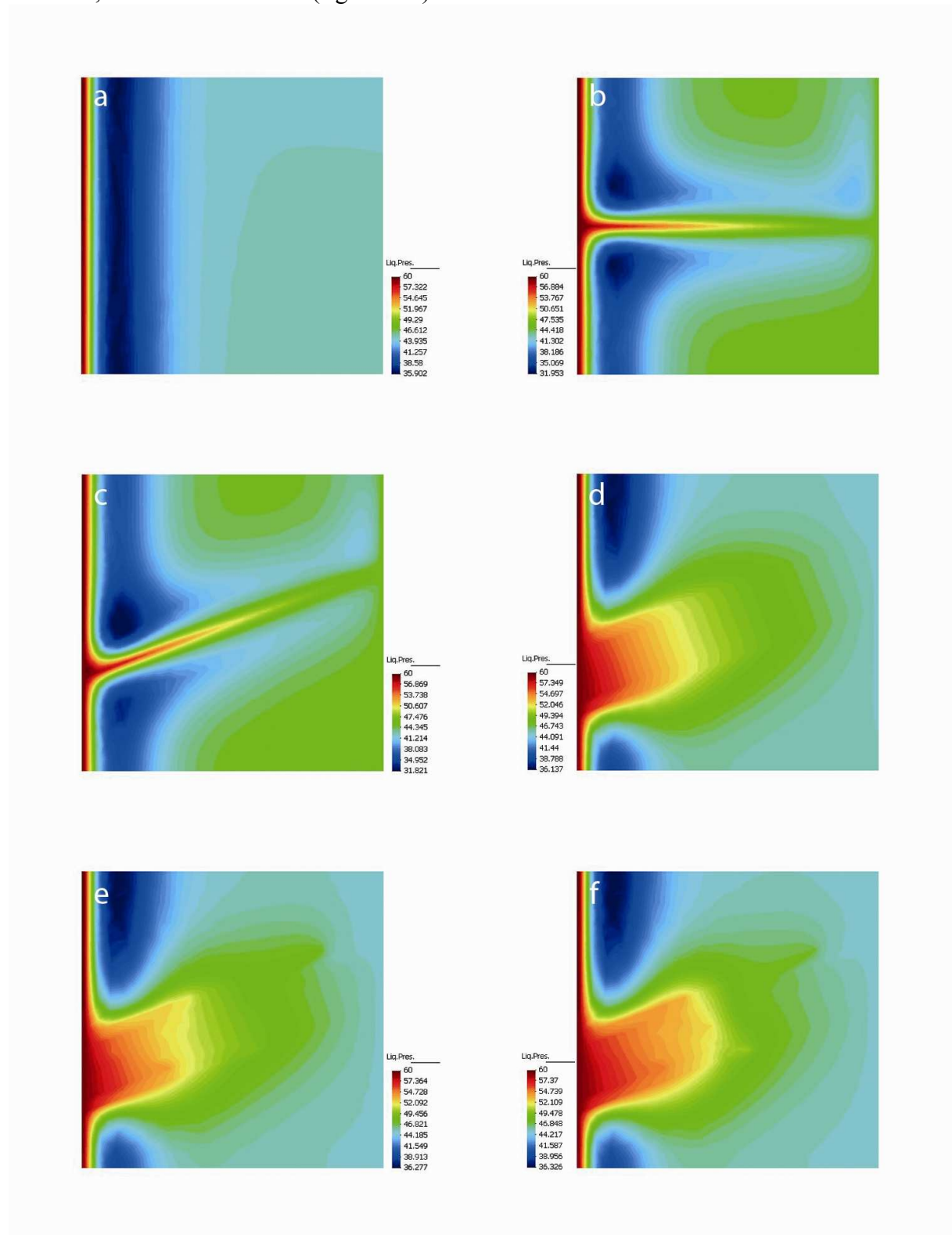


Figure VII.4 : Distribution des pressions après 30 jours d'injection ; (a) modèle 0, (b) modèle 1, (c) modèle 2, (d) modèle 3, (e) modèle 4, (f) modèle 5.

VII.3.2 Distribution des températures

En ce qui concerne la distribution de température après 30 jours de circulation, le modèle 0 présente une variation homogène, avec des isothermes parallèles au puit d'injection (fig. VII.5a). Dans le cas des failles simples (modèle 1 et 2, fig. VII.5b,c), le long du puits d'injection, la distribution des températures est identique à celle observée dans le modèle 0 ; au niveau des structures, les isothermes sont sécantes, avec un refroidissement maximum au voisinage du puits, et une atténuation progressive au fur et à mesure de l'avancée dans le système.

La prise en compte de la zone endommagée a un impact non négligeable ; d'un point de vue thermique, la zone de faille s'épuise moins vite (fig. VII.5d). En effet, comme cette portion du modèle possède un réseau poreux particulièrement développé (déformations et altérations), les proportions fluides/solides des matériaux sont différentes de celle attribuée aux protolithes. Or, le fluide a une capacité thermique environ cinq fois plus élevée que la roche ; la zone endommagée saturée contient donc plus d'énergie que la roche saine. A titre d'exemple, le tableau VII.4 offre un comparatif des capacités thermiques des différentes entités qui constituent le modèle. Les capacités thermiques attribuées aux solides et au fluide sont les valeurs moyennes à 25 °C et 0,101 MPa.

Elément	porosité (%)	Capacité thermique estimée ($\text{J.kg}^{-1}.\text{k}^{-1}$)
Roche	0,5	816,95
Faille et fractures	15	1308,5
Zone endommagée 1	8	1071,2
Zone endommagée 2	4	935,6
Zone endommagée 3	2	867,8

Tableau VII.4 : Estimation de la capacité calorifique des différents matériaux saturés du modèle en fonction de la porosité, à 25 °C et 0,101 MPa.

Bien que ces valeurs aient tendance à diminuer avec l'augmentation de la pression (et de la salinité du fluide), la différence reste suffisante pour expliquer la distribution de température liée à la prise en compte de la zone endommagée. Pour la même raison, lorsque le modèle contient des fractures (fig. VII.5e) assurant une meilleure connexion entre la zone de gouge et la zone endommagée, l'exploitation thermique de la zone de faille est encore améliorée (production énergétique similaire pour un volume refroidi plus faible).

Dans le modèle 5 (fig. VII.5f), le colmatage de la zone de gouge contraint les écoulements à utiliser le réseau secondaire, les variations de température se déplacent au niveau des fractures, notamment celles permettant de contourner le bouchon ; la zone endommagée et les fractures qui la traversent sont mobilisées pour assurer un relais hydraulique. Ce comportement est d'autant plus visible sur les modèles présentant les variations de température après 60 jours de circulation (fig. VII.6).

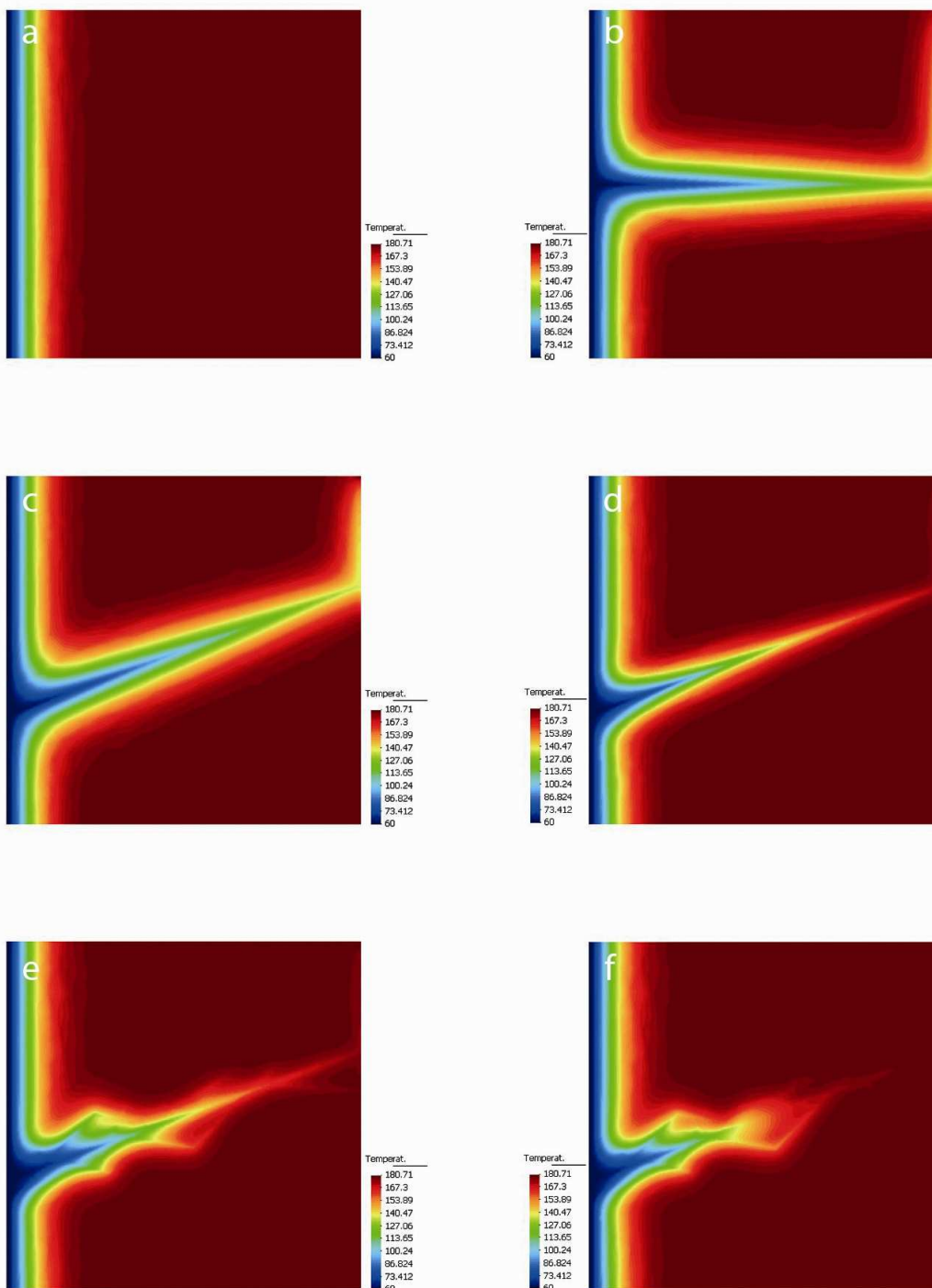


Figure VII.5 : Distribution des températures après 30 jours d'injection ; (a) modèle 0, (b) modèle 1, (c) modèle 2, (d) modèle 3, (e) modèle 4, (f) modèle 5.

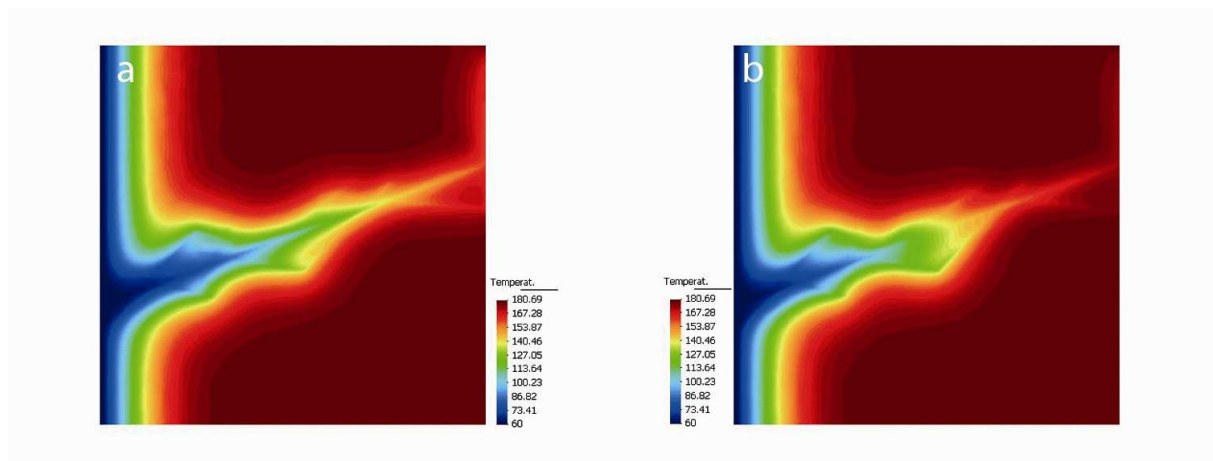


Figure VII.6 : Distribution des températures après 60 jours d'injection ; (a) modèle 4, (b) modèle 5.

VII.3.3 Distribution des flux de chaleur

En accord avec les observations effectuées à partir des distributions de température, la prise en compte de la zone endommagée dans les modèles implique une modification dans les flux de chaleur. Ces derniers se concentrent davantage au niveau de la zone endommagée, et le fluide injecté est réchauffé plus rapidement (fig. VII.8d).

Dans le cas d'une géométrie plus complexe de la zone endommagée, les flux de chaleur se répartissent au niveau de la zone de gouge et surtout autour des différentes fractures, reportant ainsi les zones de transfert thermique vers l'extérieur de la zone de faille (fig. VII.8e). Ce phénomène est bien visible dans la figure VII.7a qui montre la distribution des flux de chaleur après 60 jours de circulation.

Enfin, lorsque la zone de gouge est colmatée, limitant les circulations fluides dans le plan principal, les transferts de chaleur ont lieu avant le bouchon et au niveau des fractures permettant de contourner ce dernier (fig. VII.8f et fig. VII.7b).

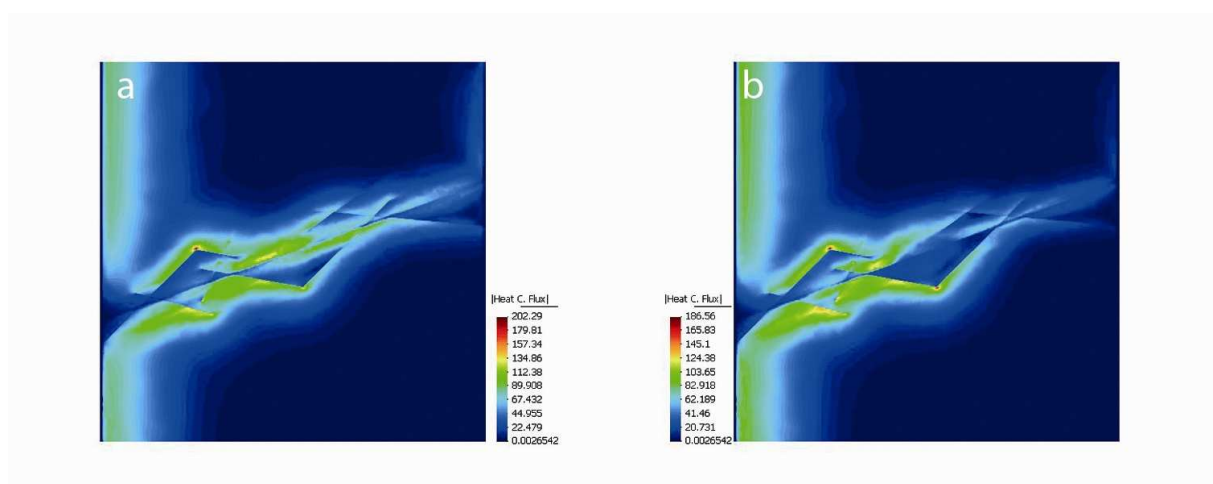


Figure VII.7 : Distribution des flux de chaleur après 60 jours d'injection ; (a) modèle 4, (b) modèle 5.

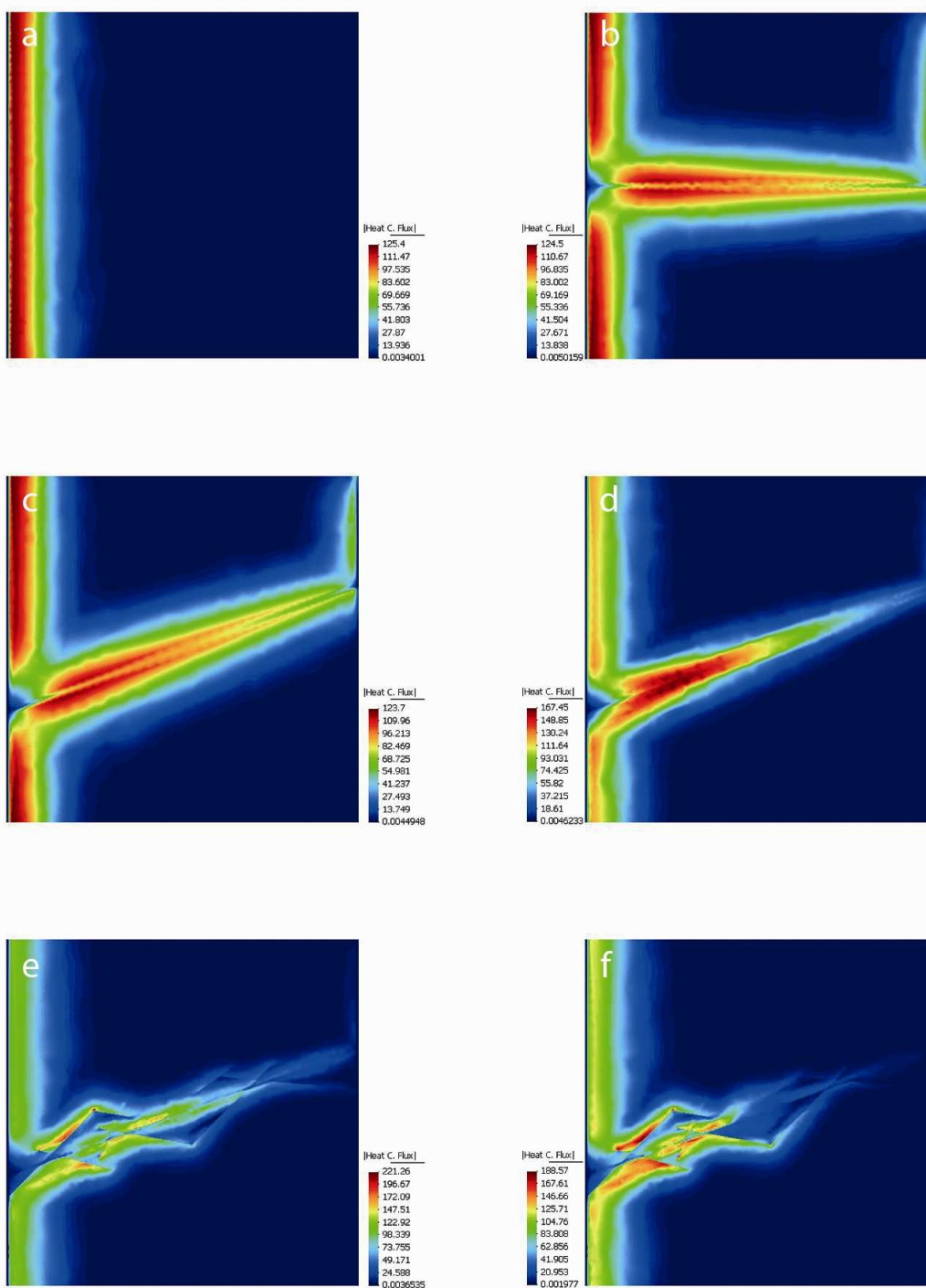


Figure VII.8 : Distribution des flux de chaleur après 30 jours d'injection ; (a) modèle 0, (b) modèle 1, (c) modèle 2, (d) modèle 3, (e) modèle 4, (f) modèle 5.

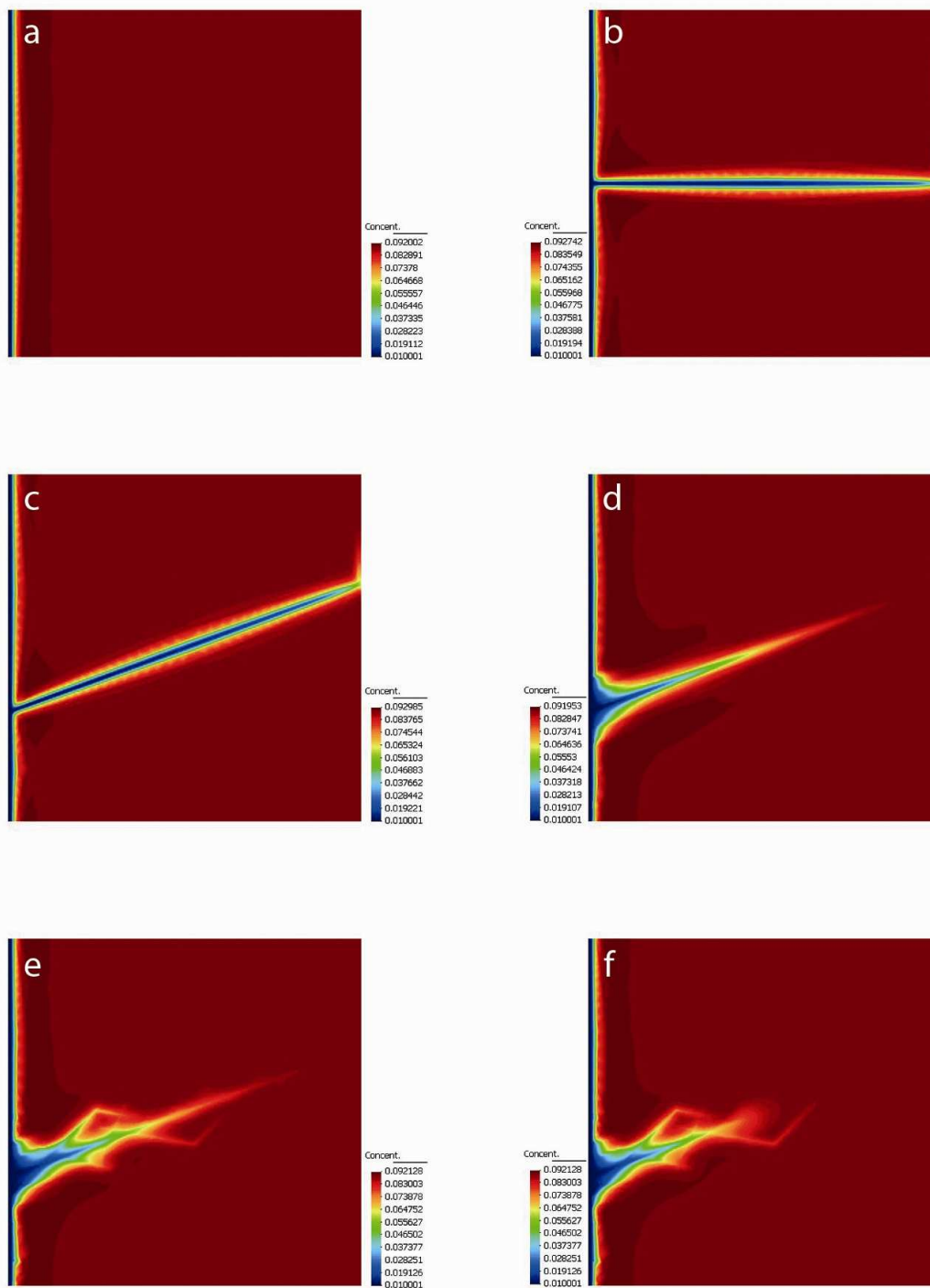


Figure VII.9 : Distribution des concentrations après 30 jours d'injection ; (a) modèle 0, (b) modèle 1, (c) modèle 2, (d) modèle 3, (e) modèle 4, (f) modèle 5.

VII.3.4 Concentration totale en éléments dissous dans le fluide

Comme le protolithe est très peu poreux (0,5 %) et très peu perméable (10^{-19} m^2), les transferts d'éléments dissous entre la roche et le puits, ou entre la roche et la zone de gouge sont extrêmement limités (fig. VII.9a,b,c).

La présence de la zone endommagée dans les modèles numériques modifie la distribution des concentrations. Du fait d'une porosité élevée et d'une perméabilité comprise entre celle de la zone de gouge et celle de la roche, la zone endommagée joue le rôle de tampon (fig. VII.9d). Le fluide injecté étant relativement peu concentré par rapport à celui présent dans l'échangeur géothermique (0,01 kg/kg contre 0,09 kg/kg), dès qu'il pénètre dans la zone de faille, le gradient de concentration qui s'installe entre la zone endommagée et la zone de gouge fait que le fluide est progressivement rechargé en sels. Ce phénomène est encore accentué lorsque le modèle intègre le réseau de fractures qui connectent les différentes parties de la zone de faille (fig. VII.9e).

Une fois de plus, le comportement relais de la zone endommagée, lorsque la zone de gouge est colmatée, peut être mis en évidence. Globalement, les circulations dans la zone de faille diminuent, du fait d'une capacité réduite à drainer les fluides ; mais la distribution des concentrations souligne clairement la mise à contribution de la zone endommagée et surtout des fractures qui la traversent (fig. VII.9f). Les essais de modélisation réalisés pour 60 jours de circulation permettent de distinguer non seulement la partie de la zone de gouge affectée par le colmatage (centre du modèle), mais également le rôle de la zone endommagée dans une telle situation (fig. VII.10a,b).

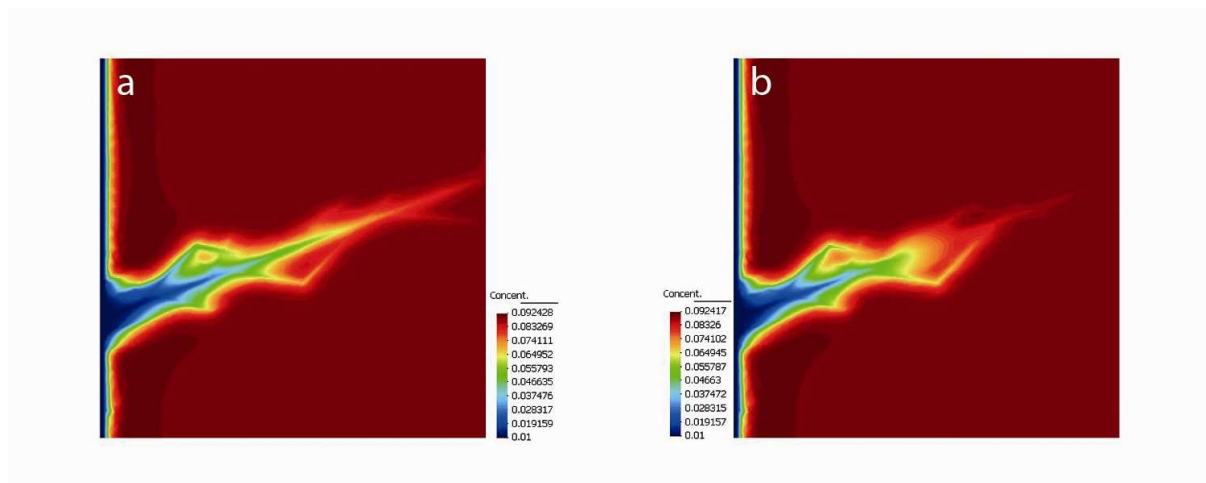


Figure VII.10 : Distribution des concentrations après 60 jours d'injection ; (a) modèle 4, (b) modèle 5.

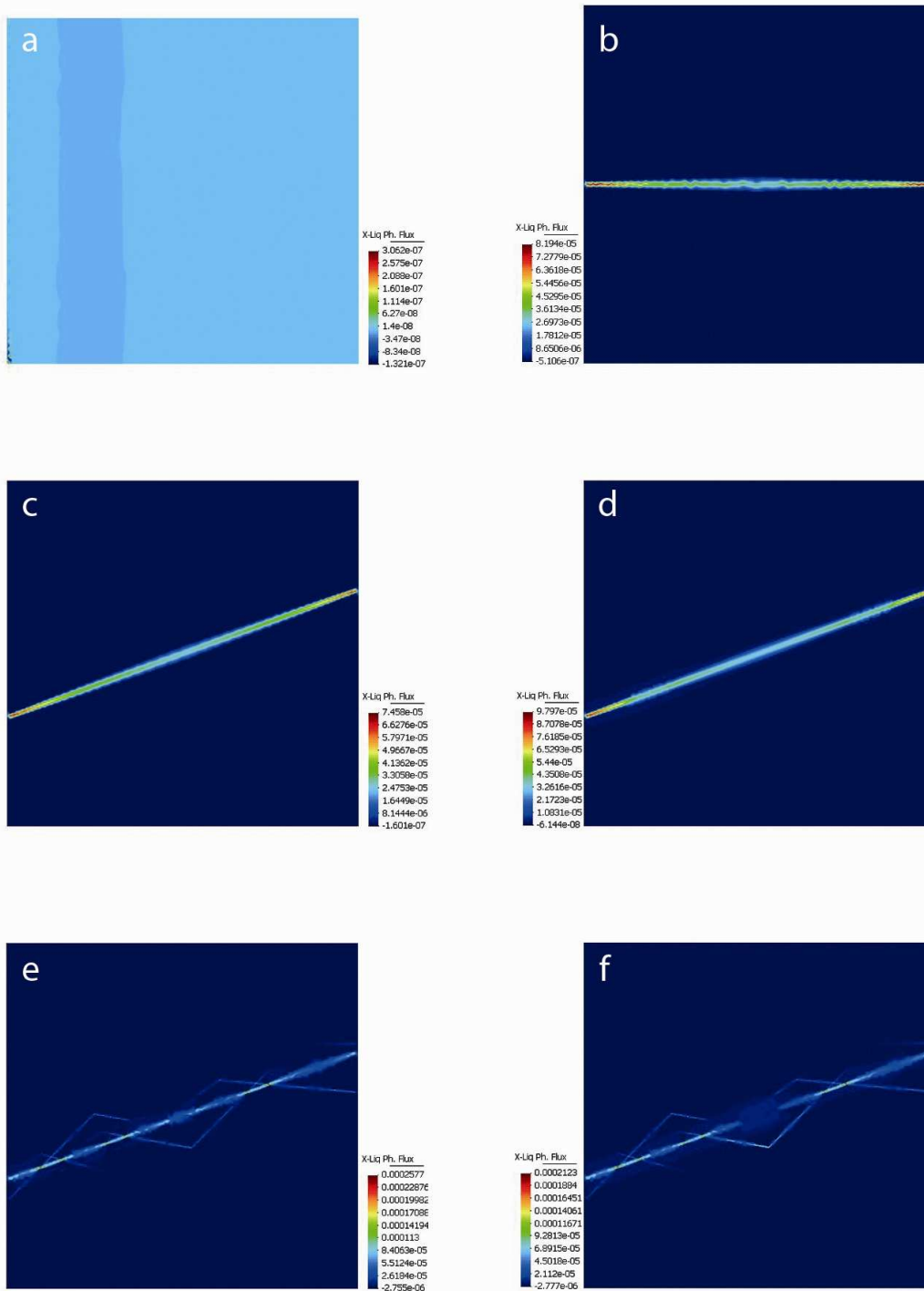


Figure VII.11 : Composante horizontale des transferts de fluide après 30 jours d'injection ; (a) modèle 0, (b) modèle 1, (c) modèle 2, (d) modèle 3, (e) modèle 4, (f) modèle 5.

VII.3.5 Déplacement de fluides

Les circulations dans le puits d'injection étant relativement importantes, et se limitant à des déplacements verticaux, pour obtenir une distribution lisible et exploitable, il est préférable de se limiter à la composante horizontale des différents flux hydrauliques (fig. VII.11). De cette manière, les fortes valeurs générées dans le puits d'injection n'apparaissent pas, et les circulations à travers la zone de faille peuvent être mises en évidence.

Comme la zone endommagée possède des propriétés de transfert plus développées que le protolithe, sa prise en compte dans le modèle implique des transferts de matière supplémentaires (fig. VII.11d) ; néanmoins ces derniers restent négligeables par rapport à ceux observés dans la zone de gouge et dans les fractures (fig. VII.11d,e).

Enfin, dans le cas d'une zone de gouge partiellement colmatée, la position du bouchon est clairement identifiable (pas de circulation dans cette portion de la zone de gouge), ainsi que son contournement par le biais des différentes fractures affectant la zone endommagée (fig. VII.11f)

VII.4 Conclusion

L'utilisation de la modélisation numérique, pour observer l'impact de la zone endommagée sur le comportement global de la zone de faille, a permis de mettre en évidence 3 points majeurs :

- la forte porosité de la zone endommagée en fait un réservoir énergétique dont la capacité thermique est plus élevée que celle du granite sain. Pour une même quantité d'énergie exploitée dans la zone de faille, le volume de roche refroidie est moindre.
- en plus d'une forte porosité, la forte perméabilité de la zone endommagée (matrice et fracture) lui permet de jouer le rôle de tampon par rapport aux fluides circulant dans la zone de gouge, notamment si les différences de concentration sont marquées. Suivant la vitesse de circulation des fluides dans la zone endommagée, un tel déséquilibre chimique peut influencer de manière plus ou moins importante sur les phénomènes de dissolution-précipitation (Potdevin 1996). A l'heure actuelle, le modèle Code_Bright ne prend pas encore en compte le détail des interactions fluide-roche, mais le développement d'une telle spécificité est en cours d'étude.
- enfin, les propriétés structurales (fracturation) et hydrauliques (perméabilité) de la zone endommagée permettent de compenser partiellement le déficit de circulation fluide dans la zone de gouge lorsque celle-ci est colmatée. Pour des raisons géométriques (densité du maillage) et numérique (problème de convergence), le nombre de fractures affectant la zone endommagée dans les modèles est relativement limité. Genter et al. (1997) propose une densité moyenne de l'ordre de 4 fractures/m. Il est donc possible de supposer que la zone endommagée compense totalement les problèmes d'écoulement en cas de colmatage de la zone de gouge.

CHAPITRE VIII

Conclusions générales

A travers l'étude de différentes propriétés physique d'échantillons de granite provenant du forage EPS1 de Soultz-sous-Forêts (porosité, surface spécifique, perméabilité et conductivité thermique), et à l'aide du modèle numérique Code-Bright, les transferts de matière et de chaleur dans une zone de faille soumise à l'exploitation géothermique on pu être modélisés. Les résultats soulignent l'importance de la zone endommagée dans les processus de transferts, et concernent tant les phénomènes d'altération ou la géologie structurale, que les différentes applications liées à l'exploitation minière de la chaleur.

VIII.1 Pétrophysique, géologie structurale et altération

Les mesures de pétrophysique pratiquées au cours de cette étude donnent accès à différentes échelles d'analyse ; elles permettent d'observer la microporosité et son évolution avec l'altération, mais également sa distribution à l'échelle des structures de déformation.

Essais de modélisation de la géométrie du réseau poreux

- Sur la base des courbes de porosimétrie par injection de mercure, des essais de modélisation de la géométrie du réseau poreux ont été pratiqués à l'aide du modèle numérique Pore-Core (cf. § IV.3.2). Comme les valeurs de perméabilité calculées par le modèle ne correspondent pas à celles mesurées directement sur les échantillons, les différents essais n'ont pas pu être validés. L'efficacité du modèle ayant été démontrée à de nombreuses reprises avec des matériaux relativement homogènes (Esteban 2006 ; Mathews et al. 2006 ; Laudone et al. 2005), l'hétérogénéité structurale et minéralogique du granite semble être la cause de cet échec. Néanmoins, ces essais ont permis de mettre en avant certaines **limites du modèle numérique**, et donc d'envisager quelques améliorations, notamment à travers un apport de données plus détaillées, et une prise en compte des contraintes géométriques propres au matériau (cf. § IV.4).

Evolution de la géométrie du réseau poreux avec l'altération

- L'exploitation des mesures de porosimétrie par injection de mercure a permis de répartir une série d'échantillons en trois groupes, affichant chacun une distribution particulière des vides (cf. § V.4.1). Chaque groupe peut être associé à une **phase d'altération**, mais les relations entre ces différentes phases restent difficiles à déterminer et il n'est pas possible de préciser si elles sont indépendantes ou si elles constituent trois étapes d'un même processus (cf. § V.4.4). Une série de mesures sur des échantillons complémentaires, ainsi qu'une datation isotopique de chaque phase pourrait permettre de trancher.
- Dans la zone endommagée, le **volume poreux** augmente avec l'altération, et, pour une phase d'altération donnée, cette augmentation s'effectue sur un **schéma géométrique précis**, lié aux propriétés thermodynamiques du milieu et aux caractéristiques minéralogiques des phases en présence. Les vides générés possèdent une architecture similaire à celle de la porosité préexistante (cf. § V.4.2).
- La compréhension de l'**évolution de la perméabilité** avec l'augmentation de porosité dans la matrice n'est pas simple. Le développement du réseau poreux implique des variations de connectivité et de tortuosité. Si les seuils d'accès à la porosité restent stables (i.e. pour une phase d'altération donnée, cf. § V.4.1), alors la perméabilité est directement liée à ces deux paramètres. Au cours d'une phase d'altération, il est donc possible d'observer, dans un premier temps, une augmentation rapide de la perméabilité liée à l'amélioration de la connectivité, puis, une diminution de cette dernière du fait de la complexification de l'architecture du réseau poreux, et donc de l'augmentation plus rapide de la tortuosité (cf. § V.4.3).
- Toutes ces observations ont permis de proposer un **modèle de développement des vides**, à l'échelle du pore, incluant les phénomènes de dissolution/précipitation, les contraintes géométriques et leur influence sur la perméabilité (cf. § V.5). Ce modèle amène un questionnement sur la circulation et la mobilisation des éléments : comme l'augmentation de la porosité se fait par dissolution des minéraux primaires et précipitation d'argiles à la surface du réseau poreux, les déplacements de certains éléments pourraient être extrêmement limités et ne pas dépasser l'échelle du pore.

Structure macroscopique du réseau poreux

- Les mesures de conductivité thermique réalisées par TCS (Thermal Conductivity Scanner) permettent de générer des cartes et de mettre en évidence les hétérogénéités minéralogiques et structurales (cf. § VI.3.2 et § VI.3.3). Les différences entre la **carte de conductivité** thermique d'un échantillon sec et celle du même échantillon saturé correspondent aux vides présents dans le matériau. Les **cartes de porosité** ainsi obtenues donnent donc accès à la distribution des vides en fonction de la minéralogie et des structures (cf. § VI.4.1 et § VI.4.2). Cette distribution reste toutefois relative car le positionnement des échantillons et des différents points de mesures n'est pas assez précis pour générer des valeurs absolues. Ce problème technique pourrait être

contourné par l'utilisation d'une plateforme micrométrique, si possible pilotée par ordinateur.

- Les différentes cartes de distribution de la porosité réalisées sur une vingtaine d'échantillons soulignent la **présence d'une zone endommagée**, dont la porosité est supérieure à celle de la matrice, de part et d'autre de chaque structure de déformation, sans distinction d'échelle (cf. § VI.4.2.b). La prise en compte de cette zone endommagée dans les modèles semble incontournable.

VIII.2 Exploitation minière de la chaleur

Les différentes propriétés physiques mesurées et les informations d'ordre structurales ont été intégrées dans un modèle de zone de faille proche de celui proposé par Caine et al. (1996). L'application des contraintes liées à une exploitation géothermique a permis de mettre en évidence certaines propriétés de la zone endommagée ainsi que son importance pour les modèles de réservoir.

Modélisation des transferts dans une zone de faille

- La zone endommagée possédant une porosité et une perméabilité supérieures à celles du protolithe, la **distribution des pressions** fluides se fait à travers toute la zone de faille ; les surpressions liées à l'exploitation géothermique ne sont pas limitées à la zone de gouge (cf. § VII.3.1).
- Les **propriétés thermiques** de la zone endommagée sont meilleures que celles du protolithe. En effet, les fluides qui saturent la porosité ont une capacité thermique environ cinq fois supérieure à celle la roche. A volume comparable, la zone endommagée est donc énergétiquement plus intéressante que le protolithe (cf. tab. 4, § VII.3.2). De plus, la perméabilité y est suffisante pour permettre les circulations fluides et donc les transferts de chaleurs par convection. Ces deux caractéristiques font qu'à production énergétique équivalente, le volume de roche refroidi est moindre dans le cas d'une prise en compte de la zone endommagée (cf. § VII.3.2 et § VII.3.3).
- Les possibilités de transfert vers, ou depuis la zone de gouge, ainsi qu'une porosité et une perméabilité supérieure à celle du protolithe, confèrent à la zone endommagée un **rôle tampon**. Si la chimie du fluide injecté est différente de celle du fluide présent dans le système, la zone endommagée est en mesure de tempérer les différences de concentration (cf. § VII.3.4). Ce phénomène pourrait contribuer à expliquer les fortes dilutions des traceurs chimiques utilisés lors des différents essais de circulation (Gérard et al. 1998).
- Selon la chimie des fluides injectés et les propriétés thermodynamiques du milieu, un **colmatage de la zone de gouge** peut intervenir. Dans ce cas, la zone endommagée est en mesure de prendre le relais et d'assurer les circulations fluides au-delà de la portion colmatée (cf. § VII.3.5). Comme les circulations fluides, les transferts de chaleur sont déportés sur les parties extérieures de la zone de faille (cf. § VII.3.2 et § VII.3.3).

Optimisation des modèles de faille et de réservoir

- La question de l'évolution des propriétés physiques de la zone endommagée en contexte géothermique reste en suspens. Il serait intéressant d'intégrer au modèle de faille la variation de la géométrie du réseau poreux, notamment à travers son volume et sa perméabilité, tout en estimant au mieux le temps nécessaire à ces modifications. Les travaux réalisés par Jacquot (2000) et Jacquemont (2002) sur les interactions fluide-roche pourraient constituer un point de départ intéressant.
- A l'échelle du réservoir, la prise en compte des propriétés de transfert de la zone endommagée permettrait d'affiner les modèles. Toutefois, leur intégration sous forme d'éléments géométriques n'est pas forcément nécessaire, et il est possible de se limiter aux flux traversant les interfaces « zone de gouge / zone endommagée » pour éviter une augmentation trop importante des temps de calcul. L'idée consisterait à étudier la relation entre les épaisseurs de la zone de gouge et de la zone endommagée (Kim and Sanderson 2005 ; Kim et al. 2004), pour finalement estimer les capacités de transfert d'une zone endommagée (Odling et al. 2004 ; Gudmundsson et al. 2001) en fonction de l'épaisseur de la zone de gouge qui lui est associée.

Bibliographie

- Aharonov, E., Spiegelman, M. & Kelemen, P. 1997. Three-dimensional flow and reaction in porous media : implications for the Earth's mantle and sedimentary basins. *Journal of Geophysical Research*, **102**, 14821-14834.
- Aharonov, E., Rothman, D.H. & Thompson, A.H. 1997. Transport properties and diagenesis in sedimentary rocks; the role of micro-scale geometry. *Geology*, **25** (6), 547-550.
- Alonso, E., Olivella, S. & Pinyol, N-M. 2005. A review of Beliche dam. *Géotechnique*, **55** (4), 267-285.
- Arnórsson, S. 1995a. Geothermal systems in Iceland: structure and conceptual models-I. High-temperature areas. *Geothermics*, **24** (5-6), 561-602.
- Arnórsson, S. 1995b. Geothermal systems in Iceland: structure and conceptual models-II. Low-temperature areas. *Geothermics*, **24** (5-6), 603-629.
- Balbuena, P.B. & Gubbins, K.E. 1994. The effect of pore geometry on adsorption behavior. In: *Characterization of porous solid III*, Rouquerol et al. Eds., *Studies in surface science and Catalysis*, **87**, 41-50.
- Baria, R., Michelet, S., Baumgärtner, J., Dyer, B., Nicholls, J., Hettkamp, T., Teza, D., Soma, N., Asanuma, H., Garnish, J. & Megel, T. 2005. Creation and mapping of 5000 m deep HDR/HFR reservoir to produce electricity. *Proceedings of the World Geothermal Congress, Antalya, Turkey, 24 – 29 April 2005*.
http://niweb.kankyo.tohoku.ac.jp/PDF/WGC2005_SLZ.pdf
- Baujard, C. 2005. Modélisation de deux fluides non miscibles dans des milieux fracturés ; application à l'injection d'eau à grande profondeur et à la recherche d'eau douce en milieu côtier. *Thèse de l'école des mines de Paris*, 186 p.
- Beck, A.E. 1988. Methods for determining thermal conductivity and thermal diffusivity. In: *Handbook of terrestrial heat-flow density determination*, Haenel et al. Eds., 87-124.

- Beck, A.E. 1957. A steady-state method for the rapid measurements of the thermal conductivity of rocks. *Journal of Scientific Instruments*, **34**, 186-189.
- Bertani, R. 2005. World geothermal power generation in the period 2001-2005. *Geothermics*, **34** (6), 651-690.
- Billiaux, D. & Gentier, S. 1990. Numerical and laboratory studies of flow in a fracture. In: *Proc. of the International Conference on Rock Joints, Loen, Norway*, 369-374.
- Blackwell, D.D. & Spafford, R.E. 1987. Experimental methods in continental heat flow. In: *Methods of experimental physics, Sammis and Henyey Eds., Academic Press, New York*, **24**, 189-226.
- Boigk, H. & Schöneich H. 1974. Perm, Trias und älterer Jura im Bereich des südlichen Mittelmeer-Mjösen-Zone und des Rheingrabens. In: *Approaches to Taphrogenesis – Proceedings of an International Rift Symposium in Karlsruhe. Illies & Fuchs Eds.*, 60-71.
- Bousquié, P. 1979. Texture et porosité des roches calcaires. *Thèse de l'université Paris VI et école des mines de Paris*, 191 p.
- Brakel (van), J. 1975. Pore space models for transport phenomena in porous media; review and evaluation with special emphasis on capillary liquid transport. *Powder Technology*, **11**, 205-236.
- Bruel, D. & Baujard, C. 2005. Numerical modelling of the triggering of microseismicity in Enhanced Geothermal Systems using a discrete fracture network approach. *PAmerican Geophysical Union, spring meeting 2005, abstract*. Bib. Code : 2005AGUSM.S41D..05B
- Brunauer, S., Demming, L.S., Demming, W.S. & Teller, E. 1940. On a theory of the Van der Waals adsorption of gases. *Journal of the American Chemical Society*, **62**, 1723-1732.
- Brunauer, S., Emmett, P.H. & Teller, E. 1938. Adsorption of gases in multimolecular layers. *Journal of the American Chemical Society*, **60**, 309-319.
- Caine, J.S., Evans, J.P., & Forster, C.B. 1996. Fault zone architecture and permeability structure. *Geology*, **24** (11), 1025-1028.
- Carslaw, H.S. & Jaeger, J.C. 1986. Conduction of heat in solids, *Oxford Science Publications*, 510 p.
- Čermák, V. & Rybach, L. 1982. Thermal conductivity and specific heat of minerals and rocks. In: *Landolt and Börnstein V/1: Physical properties, G. Angenheister Ed., Springer*, 305-344.
- Clauser, C. & Huenges, E. 1995. Thermal conductivity of rocks and minerals. In: *Rock physics and phase relations – a Handbook of physical constants, T.J. Ahrens Ed., AGU reference shelf*, **3**, 105-126.

Cuenot, N., Charléty, J., Dorbath, L., Dorbath, C., Frogneux, M., Haessler, H. & Sahr, J. 2005. EOST contribution to seismological studies at Soultz-sous-Forêts for the period 2001-2004. *Proceedings of the EHDRA Scientific meeting, 17-18 March 2005, Soultz-sous-Forêts, France*.

Dal Pont, S. 2004. Lien entre la perméabilité et l'endommagement dans les bétons à haute température. *Thèse Ecole Nationale des Ponts et Chaussées*, 222 p.

Darcy, H. 1856. Les fontaines publiques de la ville de Dijon. *Victor Dalmont Ed., Paris*.

David, C. 1991. La perméabilité et la conductivité électrique des roches dans la croûte : expérience en laboratoire et modèles théoriques. *Thèse de doctorat Université Louis Pasteur Strasbourg*, 255 p.

Debschütz, W., Kruckel, U. & Schopper, J.R. 1989. Effects of geostatic stress and pore pressure on the Klinkenberg permeability factor and other fluid parameters. *Proceedings of the Symposium "Rock at great depth", eds. Maury & Fourmaintraux, Balkema*, p.179-185.

Delouis, B., Haessler, H., Cisternas, H. and Rivera, L. 1993. Stress tensor determination in France and neighbouring regions. *Tectonophysics*, **221**, 413-437.

Deloye, F.-X. & Struillou, R. 1969. Utilisation des mesures d'adsorption de gaz pour l'étude des surfaces internes des minéraux. *Bulletin du Groupe Français des Argiles*, **21 (2)**, 127-130.

Dezayes, C. 1995. Caractérisation et interprétation d'un volume rocheux fracturé à partir des données de forage. *Thèse de l'université de Savoie*, 246 p.

Dezayes, C., Genter, A., Chevremont P., Homeier, G., Hooijkaas, G., Tourlière, B., Stein G. & Degouy, M. 2005. Deep-seated geology of the Soultz basement based on geological data of the GPK3 and GPK4 wells. *Proceedings of the EHDRA Scientific meeting, 17-18 March 2005, Soultz-sous-Forêts, France*.

Dezayes, C., Genter, A., Homeier, G., Degouy, M. & Stein, G. 2003. Geological study of GPK3 HFR borehole (Soultz-sous-Forêts, France). *BRGM/RP-52311-FR*, 128 p.

Dezayes, C., Villemin, T., Genter, A., Traineau, H. & Angelier, J. 1995. Analysis of fractures in boreholes of the Hot Dry Rock project at Soultz-sous-Forêts (Rhine Graben, France). *Scientific Drilling*, **5**, 31-41.

Dullien, F.A.L. 1979. Porous media fluid transport and pore structure. *Accademic Press*, 396 p.

Duringer, P. 1988. Les formations détritiques du rift cénozoïque rhénan. Dynamique sédimentaire et contrôle climatique. *Thèse de l'université Louis Pasteur, Strasbourg*.

Edel, J.B., Schulmann, K. and Rotstein, Y. 2007. The Variscan inheritance of the Upper Rhine Graben: evidence of reactivations in the Lias, Late Eocene-Oligocene up to the Recent. *Int. Journal of Earth Sciences*, **96(2)**, 305-325 doi:10.1007/s00531-006-0092-8

Eberhardt, J.P. 1989. Analyse structurale et chimique des minéraux : microscopie électronique à balayage. *Dunod*, Chap 20.

Esteban, L. 2006. Anisotropies magnétique et de porosité des argilites du Callovo-Oxfordien du Laboratoire souterrain de l'Andra (Meuse/Haute Marne, Bassin de Paris). *Thèse de l'université Paul Sabatier, Toulouse*.

Evans, K.F., Moriya, H., Niitsuma, H., Jones, R.H., Phillips, W.S., Genter, A., Sausse, J., Jung, R. & Baria R. 2005. Microseismicity and permeability enhancement of hydrogeologic structures during massive fluid injections into granite at 3 km depth at the Soultz HDR site. *Geophysical Journal International*, **160** (1), 388-412.

Fluck, P., Edel, J.B., Gagny, C., Montigny, R., Piqué, A., Schneider, J.L. & Whitechurch, H. 1987. Le socle vosgien, segment de la chaîne varisque d'Europe. Etat des connaissances, propositions d'axes de recherches. *Documents du BRGM*, 132 p.

Fritz, B. 1975. Etude thermodynamique et simulation des réactions entre minéraux et solutions – application à la géochimie des altérations et des eaux continentales. *Thèse de l'université Louis Pasteur, Strasbourg, Sciences Géologiques*, **Mem. 41**, 154 p.

Fritz, B. 1981. Etude thermodynamique et modélisation des réactions hydrothermales et diagénétiques. *Sciences Géologiques, Strasbourg*, **Mem. 65**, 197 p.

Genter, A. 1990. Géothermie roches chaudes sèches : Le granite de Soultz-sous-Forêts (Bas-Rhin, France). *Documents du BRGM*, **185**, 201 p.

Genter, A. & Traineau, H. 1996. Analysis of macroscopic fractures in granite in the HDR geothermal well EPS-1, Soultz-sous-Forêts, France. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **72** (1-2), 121-141.

Genter, A. & Traineau, H. 1992. Borehole EPS1, Alsace, France: preliminary geological results from granite core analysis for hot dry rock research. *Scientific Drilling*, **3** (1-2), 121-141.

Genter, A., Castaing, C., Desayes, C., Tenzer, H., Traineau, H. & Villemain, T. 1997. Comparative analysis of direct (core) and indirect (borehole imaging tools) collection of fracture data in the Hot Dry Rock Soultz reservoir (France). *Journal of Geophysical Research*, **102** (B7), 15419-15431.

Genter, A., Traineau, H., Dezayes, C., Elsass, P., Ledesert, B., Meunier, A. & Villemain, T. 1995. Fracture analysis and reservoir characterization of the granitic basement in the HDR Soultz project (France). *Geothermal Science and Technology*, **4**, 205-214.

Gérard, A., Jung, R., Baumgärtner, J., Baria, R., Gandy, T. and Tran-Viet, T. 1998. Essais de circulation moyenne durée conduits à Soultz-sous-Forêts en 1997. Trans. Title : Circulation tests made at Soultz-sous-Forêts in 1997. *Rapport SOCOMINE, Soultz-sous-Forêts*, 20p.

Géraud, Y. 1991. Déformation thermomécanique et porosité des roches granitiques : évolution des espaces poreux, *Thèse de l'Université de Marseille*, 291 p.

Géraud, Y., Mazerolle, F., & Raynaud, S. 1993. Essai de quantification de la porosité d'un granite altéré : utilisation du scanner médical (Tomodensitométrie X). *Bulletin de la société géologique de France*, **164**(2), 243-253.

Good, R.J. & Mikhail, R.Sh. 1981. The contact angle in mercury intrusion porosimetry. *Powder Technology*, **29**, 53-62.

Gregg, S.J. & Sing, K.S.W. 1982. Adsorption, surface area and porosity. *Academic Press, London 1967, 2nd edition 1982*, 303 p.

Gudmundsson, A., Berg, S.S., Lyslo, K.B. and Skurtveit E. 2001. Fracture networks and fluid transport in active fault. *Journal of Structural Geology*, **23**, 343-353.

Gueguen, Y. & Palciauskas, V. 1992. Introduction à la physique des roches, *Hermann Ed.*, 299 p.

Homand, F. & Duffaut P. 2000. Manuel de mécanique des roches. *Ecole des mines de Paris*, 280 p.

Horaï, K. 1971. Thermal conductivity of rock-forming minerals. *Journal of Geophysical Research*, **76**, 1278-1307.

Huenges, E., Burkhardt, H. & Erbas, K. 1990. Thermal conductivity profile of the KTB pilot corehole. *Scientific Drilling*, **1**, 224-230.

Jacquemont, B. 2002. Etude des interactions eaux-roches dans le granite de Soultz-sous-Forêts. Quantification et modélisation des transferts de matière pour les fluides. *Thèse de l'université Louis Pasteur, Strasbourg*, 181 p.

Jacquot, E. 2000. Modélisation thermodynamique et cinétique des réactions géochimiques entre fluides de bassins et socle cristallin : application au site expérimental du programme européen de recherche en géothermie profonde (Soultz-sous-Forêts, Bas-Rhin, France). *Thèse de l'université Louis Pasteur, Strasbourg*, 202 p.

Jorand, R. 2006. Etude expérimentale de la conductivité thermique : application au forage EST 205 du site de Meuse /Haute Marne (ANDRA). *Thèse de doctorat de l'Institut de Physique du Globe de Paris*, 259 p.

Katsube, T.J. 1981. Pore structure and pore parameters that control the radionuclide transport in crystalline rocks. In *Proc. Tech. Program Int. Powder Bulk Solid Handling Processing (Rosemont Illinois) CAANERS Exp. Group., Chicago, Illinois*.

Kim, Y.S. & Sanderson, D.J. 2005. The relationship between displacement and length of faults: a review. *Earth Science Reviews*, **68**, 317-334.

Kim, Y.S., Peacock, D.C.P. & Sanderson, D.J. 2004. Fault damage zones. *Journal of Structural Geology*, **26**, 503-517.

Klinkenberg, L.J. 1941. Permeability of porous media to liquids and gases. *American Petroleum Institute, Drilling and production practice*, **2**, 200-213.

Kloubek, J. 1994. Investigation of porous structures using mercury reintrusion and retention. *Journal of Colloid and Interface Science*, **163** (1), 10-18.

Kloubek, J. 1981a. Hysteresis in porosimetry. *Powder Technology*, **29**, 63-73.

Kloubek, J. 1981b. A new method for the investigation of porous structures using mercury porosimetry. *Powder Technology*, **29**, 89-97.

Lagarias, J.C., Reeds, J.A., Wright, M.H. & Wright, P.E. 1998. Convergence properties of the Nelder-Mead Simplex Method in low dimensions. *SIAM Journal on Optimization*, **9** (1), 112-147.

Laudone, G.M., Mathews, G.P., Gane, P.A.C., Ridgway, C.J. & Schoelkopf, J. 2005. Estimation of the effective particle sizes within a paper coating layer using a void network model. *Chemical Engineering Science*, **60**, 6795-6802.

Le Carlier, C., Royer, J.J. & Flores, L. 1993. Convective heat transfer at the Soultz-sous-Forêts geothermal site – Implication for oil potential. *5th Conference and Technical Exhibition*, Stavanger, Norway.

Ledésert, B., Joffre, J., Ambles, A., Sardini, P., Genter, A. & Meunier, A. 1996. Organic matter in the Soultz HDR granitic thermal exchanger (France): natural tracer of fluid circulations between the basement and its sedimentary cover. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **70**, 235-253.

Ledésert, B., Dubois, J., Velde, B., Meunier, A., Genter, A. & Badri, A. 1993. Geometrical and fractal analysis of a three dimensional hydrothermal vein network in a fractured granite. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **56**, 267-280.

Lenormand, E., Zarcone, C. & A., Sarr. 1983. Mechanisms of the displacement of one fluid by another in a network of capillary ducts. *Journal of Fluid Mechanics*, **135**, 337-353.

Li, Y. & Wardlaw, N.C. 1986a. The influence of wettability and critical pore-throat size ratio on snap-off. *Journal of Colloid and Interface Science*, **109** (2), 461-472.

Li, Y. & Wardlaw, N.C. 1986b. Mechanism of nonwetting phase trapping during imbibition at slow rates. *Journal of Colloid and Interface Science*, **109** (2), 473-486.

Mathews, G.P. 1996. Particle size distribution from tri-dimensional interpretation of porosimetry and image analysis. *Particle and Particle Systems Characterisation*, **13**, 379-380.

Mathews, G.P., Canonville, C.F. & Moss, A.K. 2006. Use of a void network model to correlate porosity, mercury porosimetry, thin section, absolute permeability and NMR relaxation time data for sandstone rocks. *Physical Review E*, **73** (7), 031307, 9 p.

Mathews, G.P., Moss, A.K., Spearing, M.C. & Volland, F. 1993. Network calculation of mercury intrusion and absolute permeability in sandstone and other porous-media. *Powder Technology*, **76**, 95-107.

Morrow, N.R. & McCaffrey, F.G. 1978. In : *Wetting, Spreading and adhesion*, J.F. Padday Ed., Academic Press, New York, 289 p.

Nelder, J.A. & Mead, R. 1965. A simplex method for function minimization. *Computer Journal*, **7** (4), 308-313.

Nieminen, P., Salomaa, R. & Uusinoka, R. 1985. The use of specific surface area, pore volume, and pore area in evaluating the degree of weathering of fine particles; an example from Lauhanvuori, western Finland. *Fennia*, **163** (2), 373-377.

Norton, D. & Knapp, R. 1977. Transport phenomena in hydrothermal systems : the nature of porosity. *American Journal of Science*, **277**, 913-917.

Odling, N.E., Harris, S.D. & Knipe, R.J. 2004. Permeability scaling properties of fault damage zones in siliclastic rocks. *Journal of Structural Geology*, **26**, 1727-1747.

Olivella, S. & Vaunat, J. 2006. Application of CODE_BRIGHT-GiD to geotechnical problems. *3rd Conference on Advances and Applications of GiD*. 23 March 2006. Barcelona, Spain.

<http://gid.cimne.upc.es/2006/papers/Sebastia%20Olivella.pdf>

Olivella, S., Gens, A., Carrera, J. & Alonso, E.E. 1996. Numerical Formulation for a Simulator (CODE_BRIGHT) for the Coupled Analysis of Saline Media. *Engineering Computations*, **13** (7), 87-112.

Olivella, S., Carrera, J., Gens, A. & Alonso, E.E. 1994. Non-isothermal Multiphase Flow of Brine and Gas through Saline media. *Transport in Porous Media*, **15**, 271-293.

Pellerin, F.M. 1980. La porosité mercure appliqué à l'étude géotechnique des sols et des roches. *Bulletin de Liaison du Laboratoire des Ponts et Chaussées*, **106**, 106-116.

Plenefish, T. & Bonjer, K.-P. 1997. The stress field in the Rhine Graben area inferred from earthquake focal mechanisms and estimation of frictional parameters, *Tectonophysics*, **275**, 71-97.

Popov, Y.A., Pribnow D., Sass, J.H., Williams, C.F. & Burkhardt, H. 1999. Characterization of rock thermal conductivity by high resolution optical scanning, *Geothermics*, **28**, 253-276.

Popov, Y.A., Berezin, V.V., Semionov, V.G. & Korosteliov, V.M. 1985 Complex detailed investigations of the thermal properties of rocks on the basis of a moving point source. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, **21**, 64-70.

Popov, Y.A., Semionov, V.G., Korosteliov, V.M. & Berezin, V.V. 1983 Non-contact evaluation of thermal conductivity of rocks with the aid of a mobile heat source. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, **19**, 563-567.

Portier, S., André, L. & Vuataz, F.-D. 2007 Modelling the impact of forced fluid-rock interactions on reservoir properties at Soultz-sous-Forêts EGS geothermal site. *Proc. European Geothermal Congress, Unterhaching, Germany*.

Potdevin, J.L. 1996. Bilants de transferts de matière par les fluides dans la diagenèse et le métamorphisme. Une approche des interactions entre transport, réaction et déformation. *Habilitation à diriger des recherches, université des sciences et technologies de Lille*, 261 p.

Potdevin, J.L. and Goffette, O. 1991. Estimation de la composition et du volume des fluides mis en jeu dans la rétro-morphose en faciès schiste vert d'un filon de diabase. Conséquences sur le métamorphisme de l'Ardenne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II Sciences de la Terre et des Planètes*, **313**, 1163-1169.

Potdevin, J.L. and Marquer, D. 1987. Méthodes de quantification des transferts de matière par les fluides dans les roches métamorphiques déformées. *Geodinamica acta*, **1**, 193-206.

Pribnow, D., Fesche, W. & Hagedorn, F. 1999. Heat production and temperature to 5 km depth at the HDR site in Soutz-sous-Forêts. *GGA Report (Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben)*, 17 p.

Pribnow, D.F.C., Williams, C.F., Sass, J.H. & Keating, R. 1996. Thermal conductivity of water-saturated rocks from the KTB pilot hole at temperatures of 25 to 300°C. *Geophysical Research Letters*, **23 (4)**, 391-394.

Pribnow, D.F.C. & Sass, J.H. 1995. Determination of thermal conductivity for deep boreholes. *Journal of Geophysical Research*, **100 (B6)**, 9981-9994.

Reverberi, A., Ferraïolo, G. & Peloso, A. 1966. Determination by experiment of the distribution function of the cylindrical macropores and ink-bottles in porous systems. *Annali di Chimica*, **56 (12)**, 1552-1561.

Roussé, S. 2007. Architecture et dynamique des séries marines et continentales de l'Oligocène Moyen et Supérieur du Sud du Fossé Rhénan: évolution des milieux de dépôt en contexte de rift en marge de l'avant-pays alpin. *Thèse de l'université Louis Pasteur, Strasbourg*, 534 p.

Rousset-Tournier 2001. Transfert de capillarité et évaporation dans des roches – rôles des structures de porosité. *Thèse de l'université Louis Pasteur, Strasbourg*, 204 p.

Rummel, F. 1991. Physical properties of the rock in the granitic section of the borehole GPK1, Soultz-sous-Forêts. *Geothermal science and technology*, **3 (1-4)**, 191-216.

Sardini, P., Ledésert B & Touchard, G. 1997. Quantification of microscopic porous network by image analysis and measurements of permeability in the Soultz-sous-Forêts granite (Alsace, France). In : *Fluid flow and transport in rocks : mechanism and effect*, B. Jamtveit & B.W.D. Yardley Eds., Chapman & Hall, London, 319 p.

Sausse, J. 2000. Traitement graphique des données de forage ; caractérisation des relations fracturation-altérations ; application au granite de Soultz-sous-Forêts (Bas-Rhin, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II Sciences de la Terre et des Planètes*, **330 (3)**, 185-192.

Schärli, U. & Rybach, L. 1984. On the thermal conductivity of low-porosity cristaline rocks. *Tectonophysics*, **103**, 307-313.

- Scheidegger, A.E. 1974. The physics of flow through porous media, 3rd edition. *University of Toronto Press*.
- Sibson, R.H. 2003. Thickness of the seismic slip zone. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **93** (3), 1169-1178.
- Sittler, C. 1974. Les Vosges et le fossé rhénan. In : *Géologie de la France, Doin Ed., Vieux massifs et grands bassins sédimentaires*, **1** (2), 63-104.
- Sittler, C. 1992. Illustration de l'histoire géologique du Fossé rhénan et de l'Alsace. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **186** (3), 255-282.
- Surma, F. 2003. Détermination de la porosité de la zone endommagée autour d'une faille. Rôle des caractéristiques du matériau (minéralogie, structure de porosité, caractéristiques physiques) sur les propriétés d'échange fluides-roche, *Thèse ULP, Strasbourg*, 284 p.
- Svatá, M. 1972. Determination of pore size and shape distribution from porosimetric hysteresis curves. *Powder Technology*, **5** (6), 345-349.
- Traineau, H., Genter, A., Cautru, J.P., Fabriol, H. & Chevremont, P. 1991. Petrography of the granite massif from drill cutting analysis and well log interpretation in the geothermal HDR borehole GPK1 (Soultz, Alsace, France). *Geothermal Science & Technology*, **3** (1-4), 1-29.
- Vaunat, J. & Olivella, S. 2002. CODE_BRIGHT-GiD : a 3-D program for Thermo-Hydro-Mechanical analysis in geological media. *1st Conference on Advances and Applications of GiD. 20-22 February 2002. Barcelona, Spain.*
http://gid.cimne.upc.es/2002/Papers/16_Vaunatpaper.pdf
- Villemin, T. 1986. Tectonique en extension, fracturation et subsidence : le fossé rhénan et le bassin de Sarre-Nahe. *Thèse de géologie structurale, Université de Paris VI*, 270 p.
- Wardlaw, N.C. 1976. Pore geometry of carbonate rocks as revealed by pore casts and capillary pressure. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **60** (2), 245-257.
- Wardlaw, N.C. & McKellar, M. 1981. Mercury porosimetry and interpretation of pore geometry in sedimentary rocks and artificial models. *Powder Technology*, **29** (1), 127-143.
- Wardlaw, N.C. & Cassan, J.P. 1978. Estimation of recovery efficiency by visual observation of pore systems in reservoir rocks. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **26**, 572-585.
- Wardlaw, N.C. & Taylor, R.P. 1976. Mercury capillary pressure curves and the interpretation of pore structure and capillary behaviour in reservoir rocks. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **24** (2), 225-262.
- Washburn, E.W. 1921. Note on a method of determining the distribution of pores sizes in a porous material. *Proceedings of the National Academy of Science*, **7**, 115-116.
- Westphal, M., Whitechurch, H. & Munschy, M. 2003. La tectonique de plaques. *Editions scientifiques GB*, 307 p.

Valorisation des compétences

Cet exercice, à l'initiative de l'Association Bernard Gregory et réalisé sous l'encadrement d'un expert en recrutement, avait pour but de prendre conscience des différentes compétences acquises au cours de ce travail de thèse, notamment afin de pouvoir les mettre en évidence lors de séances de recrutement futures.

IX.1 Cadre général et enjeu de la thèse

Ce travail de thèse s'inscrit dans le cadre du développement des énergies renouvelables, et plus particulièrement dans celui du projet de centrale géothermique de Soultz-sous-Forêts.

Le sujet porte sur les transferts de chaleur entre roche et fluides dans les zones de failles. En effet, le projet développé à Soultz-sous-Forêts vise l'exploitation minière de la chaleur du sous-sol, par circulations de fluides à travers des granites fracturés. En surface, cette chaleur est destinée à la production d'électricité. La connaissance des propriétés de transfert de chaleur entre roche et fluide, ainsi que l'étude de la géométrie du réseau poreux peut avoir un impact non négligeable sur les modèles numériques. Indirectement donc, il est possible d'opérer pour de meilleures estimations de productivité, de rendement, de durabilité et d'évolution du système.

Cette thèse a été réalisée au sein de l'équipe de physique des roches de l'EOST sous la direction d'Yves Géraud (MCf ULP) et Bertrand Fritz (DR CNRS). Elle se place directement dans une des thématiques de recherche du laboratoire qui vise une meilleure connaissance du fonctionnement des zones de faille, notamment par l'étude des réseaux poreux et des propriétés de transfert qui y sont liées.

Le projet a été divisé en trois parties : dans un premier temps, une série de mesures physiques nécessitant uniquement le matériel déjà présent au laboratoire, ce qui a permis de rassembler des fonds pour l'achat, et, dans un deuxième temps, l'utilisation d'un appareil de mesure de conductivité thermique ; enfin, la troisième partie du travail consiste en une synthèse de toutes les informations recueillies et leur intégration dans un modèle numérique.

Après une première expérience professionnelle en tant qu'ingénieur de recherche, la réalisation d'une thèse constituait une opportunité non négligeable pour participer à l'élaboration, la réalisation et la gestion d'un projet de recherche sur le long terme. Les connaissances et les compétences acquises en sciences de la Terre lors de mon cursus universitaire, ainsi qu'un intérêt croissant pour la problématique énergétique actuelle, ont trouvé leur complémentarité dans le développement des énergies renouvelables, et plus particulièrement dans le projet de géothermie profonde développé à Soultz-sous-Forêts. Suite à la prise de contact avec le laboratoire, et la définition des axes principaux du sujet de thèse, une demande de financement de thèse a été soumise à l'ADEME et à la Région Alsace, partenaire du projet de Soultz-sous-forêts.

IX.2 Déroulement, gestion et coût du projet

IX.2.1 Préparation et cadrage

La thèse se situant dans la continuité des travaux de F. Surma, la recherche de partenaires s'en est trouvée simplifiée. Le GEIE EMC, en tant que gestionnaire du projet de Soultz-sous-Forêts, constituait un partenaire scientifique incontournable. L'ADEME et la région Alsace, du fait de leur implication dans le développement des énergies renouvelables et des nouvelles technologies, ont été contactés pour un soutien financier. Enfin, les nécessités du projet en termes de modélisation numérique ont également conduit à la réalisation d'un partenariat avec l'université polytechnique de Catalogne (UPC).

D'un point de vue contractuel, le financement de thèse a été conclu sous forme d'un CDD de trois ans avec l'ADEME, le cofinancement attribué par la région Alsace étant géré directement avec l'employeur.

Enfin, le contrat signé avec l'ADEME ne stipulait aucune contrainte quant à la confidentialité des résultats, ainsi que la propriété industrielle et intellectuelle.

IX.2.2 Conduite du projet

Les contacts avec les partenaires financiers du projet étaient inclus dans le contrat de financement sous forme de rapports d'avancement semestriels comprenant un bref rapport d'activité suivi d'un rapport scientifique. De cette manière, l'ingénieur ADEME parrainant le projet était en mesure de suivre son avancement et de veiller au respect des axes de recherche principaux.

De plus, les contacts avec les partenaires scientifiques étaient fréquents, notamment avec le GEIE EMC auprès duquel avaient lieu des réunions de travail régulière et au minimum une communication annuelle, sous forme écrite ou orale.

Certains problèmes d'ordre techniques ou physiques, au demeurant assez fréquent dans le monde de la recherche, ont nécessité la mise en place de solutions de remplacement, notamment par l'activation de contacts dans d'autres universités au cas où l'avancement du projet était bloqué au sein de l'ULP.

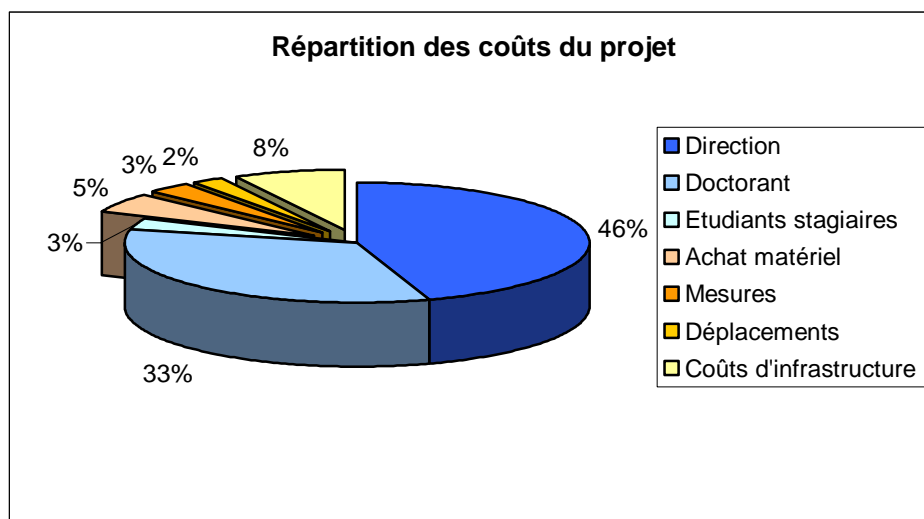
IX.2.3 Evaluation et prise en charge du coût du projet

Ressources humaines :

Direction de thèse	Y. Géraud	800 h.	120000€
	B. Fritz	100 h.	15000€
Doctorant	M. Rosener	5500 h.	100000€
Stagiaires	J. Place	50 h.	1000€
	S. Filacier	50 h.	1000€
	D. Lawrence	50 h.	1000€
	G. Fily	100 h.	2000€
	C. Thibaud	200 h.	4000€
Total :			244000€

Dépenses associées au projet :

Achat matériel :	Capteurs thermiques	1 an	5000€
	Perméamètre à gaz	1.5 an	3000€
	Optical scanning	1 an	45000€
	Total (avec amortissement)		11000€
	PC bureau		2500€
	PC portable		2000€
	Mobilier de bureau		500€
Mesures :	Porosimétrie Hg		4000€
	Surface spécifique par BET		4800€
	Vitesse de propagation de ondes		400€
Déplacements :	Coopération UPC Barcelone		5000€
	Congrès et Communications		2000€
Coûts d'infr. :	Coût immobilier		18000€
	Edition manuscrit		300€
	Frais de soutenance		2000€
	Autre		2700€
Total :			55200€

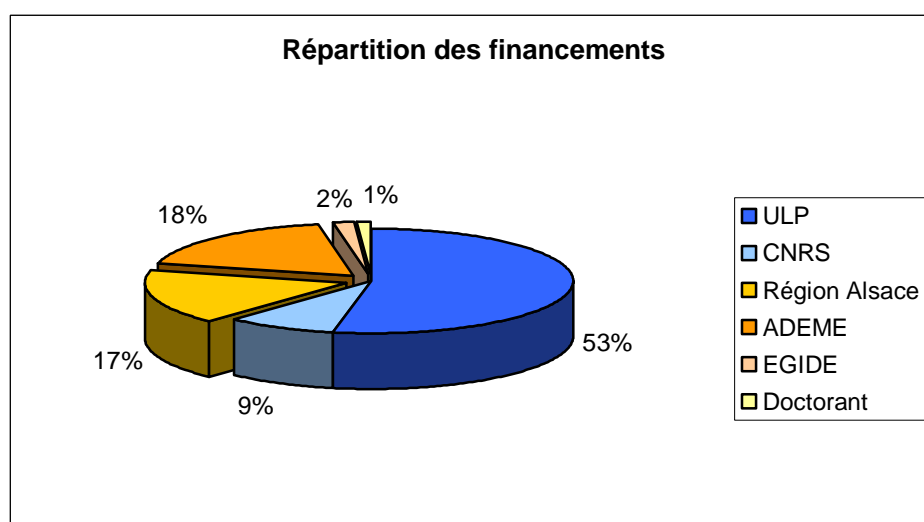


Plus de 80 % du coût du projet est lié aux ressources humaines (direction de thèse, doctorant, étudiants stagiaires). Le reste des frais est réparti entre les achats de matériel et les mesures proprement dites, les déplacements, et les coûts d'infrastructure.

Evaluation du coût total consolidé et répartition de la charge financière entre les différents contributeurs :

Le **coût total** du projet est évalué à **299200 €**, répartis de la manière qui suit entre les différents financeurs :

ULP	158800€
CNRS	26200€
Région Alsace	51000€
ADEME	55000€
EGIDE	5000€
Doctorant	3200€



Près de deux tiers du projet ont été financés par des structures de recherche, le tiers restant, par des collectivités locales ou par des organismes publics directement liés au projet de Soultz-sous-Forêts.

Plus de la moitié du coût total du projet est absorbé par l'Université Louis Pasteur. Cette forte implication de l'ULP dans le projet comprend une grande partie des frais liés à la direction de thèse et à l'encadrement d'étudiants stagiaires, les coûts d'infrastructure, les participations aux différents achats de matériels ainsi que le financement d'une partie des mesures, et enfin les participations aux frais de déplacement. Le CNRS, pour sa part, a financé le reste des frais liés à la direction de thèse et à l'encadrement des stagiaires, une partie des achats de matériels, ainsi qu'une partie des frais liés aux différentes mesures réalisées. La région Alsace a participé au financement de la bourse de doctorat et à l'achat de matériel. La participation de l'ADEME ne portait que sur la bourse de doctorat, et les crédits obtenus auprès de l'EGIDE étaient destinés au financement de la collaboration avec l'Université Polytechnique de Catalogne.

IX.3 Compétences, savoir faire, qualités professionnelles et personnelles illustrées par des exemples

IX.3.1 En première phase du projet : étude du contexte

Certains résultats récents concernant la géométrie et le fonctionnement des zones de faille n'avaient pas, ou peu, été pris en compte dans les études de faisabilité, de rendement et de durée de vie du système géothermique de Soultz-sous-Forêts. Ils permettaient cependant d'espérer des informations nouvelles sur les modes de circulations de fluides et les transferts de chaleur dans les zones de failles, et leur intégration dans les modèles numériques semblait indispensable à une meilleure connaissance du milieu exploité.

La majeure partie des travaux a été basée sur les moyens techniques du laboratoire, ainsi que sur ses futures acquisitions et collaborations, de telle sorte que les connaissances et les compétences de l'équipe puissent être utilisées de manière optimale.

De par sa position dans la succession directe de la thèse de F. Surma, le projet intègre de lui-même les résultats de l'équipe, mais il tient également compte des demandes et des résultats obtenus dans d'autres projets, réalisés à des échelles d'études différentes (notamment à l'échelle kilométrique).

Différentes possibilités de financement ont été étudiées et ont abouti à ce projet, notamment :

- une demande de bourse de thèse auprès de l'ADEME et de la Région Alsace
- une demande de financement pour les déplacements liés à la collaboration mise en place avec l'UPC de Barcelone auprès de l'EGIDE
- une demande de financements pour l'acquisition d'un scanner thermique optique, auprès de différents partenaires dont la Région Alsace et de l'Université Louis Pasteur.

IX.3.2 En deuxième phase : détermination des objectifs

Le premier rapport d'avancement communiqué aux partenaires du projet comprenait un plan détaillé du projet, ainsi qu'une estimation du calendrier des travaux.

La stratégie de travail a été définie à différentes échelles : de manière globale pour les principaux axes de recherche, puis plus en finesse dans chaque branche. Si les axes principaux de recherche ont été fixés au montage du projet, le manque de convergence de résultats, ou les problèmes d'ordre budgétaires ont parfois nécessité l'abandon de certaines voies (propagation des ondes sismiques, tomographie RX). D'un autre côté, les résultats plus qu'encourageants qui ont pu être obtenus par ailleurs (porosimétrie au mercure, étude de la géométrie du réseau poreux) ont généré des résultats directement et indirectement exploitables dans les modèles numériques. Le choix des options n'était donc pas totalement figé au départ et a été en partie justifié et porté par les résultats.

IX.3.3 En pleine phase de projet : la production

Le choix des moyens technologique s'est en grande partie axé sur les moyens du laboratoire. Ainsi, le regroupement de trois mesures physiques différentes a permis d'obtenir des informations sur la géométrie du réseau poreux et son évolution avec l'altération. Dans une optique à plus long terme, notre choix s'était également porté sur l'acquisition du scanner de conductivité thermique afin de compléter la gamme de mesures proposées par le laboratoire. Dans une optique de synthèse des observations physiques, l'utilisation du modèle numérique Code_bright a permis la modélisation du comportement Thermo-Hydro-Mécanique d'une zone de faille.

L'achat d'un scanner de conductivité thermique a nécessité une formation avant sa mise en service et son utilisation intensive. Une formation a également été nécessaire à l'utilisation des modèles numériques.

Différents protocoles de mesure ont été développés ou redéfinis, notamment en ce qui concerne la réalisation de cartes de conductivité thermique avec le scanner ; et ce, par la détermination d'une méthode de mesure et du traitement informatique approprié.

Dans le cadre d'un accord d'échange avec l'université de Rabat, deux chercheurs marocains ont été formés aux techniques de mesure du laboratoire (porosimétrie Hg, perméabilité au gaz, conductivité thermique, ...).

La réalisation de projets de recherche en rapport direct avec la thèse a également permis l'encadrement de 5 étudiants de première année de Master au cours des trois années de thèse (aide au développement du sujet, au choix des techniques et à l'interprétation des mesures).

Sauf dans le cas de marchés préétablis ou de fournisseur unique, tout bon de commande du service publique implique trois demandes de devis chez trois fournisseurs différents ou un appel d'offre selon le cas. Dans un souci de gestion optimale des budgets, les différents fournisseurs ont régulièrement été mis en concurrence, et les achats ont été réalisés au meilleur prix.

Certains approvisionnements ont également été réalisés par l'intermédiaire de marchés préétablis par l'Université Louis Pasteur ou par le CNRS.

IX.3.4 Ensuite : la communication

Le contrat rédigé entre les différents partenaires du projet stipulait la réalisation de rapports d'avancement semestriels aux partenaires du projet, ainsi que la rédaction d'un manuscrit de thèse final.

Par ailleurs, plusieurs communications orales ont été réalisées lors de différents congrès nationaux et internationaux, notamment lors de l'Union Européenne des Géosciences 2004, de la Réunion Sciences de la Terre 2004, de l'Euro-Conférence 2005, et de l'EHDRA 2006 (organisé par, et pour les partenaires du projet). Enfin, la soutenance de thèse sera publique. Suite à la présentation réalisée à l'Euro-conférence 2005, un article traitant de la géométrie des réseaux poreux a été soumis à la Société Géologique de Londres pour une publication spéciale. D'autres communications écrites sont programmées, notamment à propos de la conductivité thermique des granites fracturés, mais également à propos de la modélisation numérique des écoulements dans les zones de faille.

IX.4 Résultats, impact de la thèse

D'un point de vue technique, cette thèse a permis l'optimisation de méthodes existantes au sein du labo (réfection totale du perméamètre à gaz, optimisation du dispositif et du protocole de mesure et amélioration de la précision des résultats), mais également l'optimisation de méthodes de mesure liée aux nouvelles acquisitions (réalisation de cartes de conductivité thermique à l'aide de l'Optical Scanning).

D'un point de vue scientifique, l'interprétation et la confrontation des mesures réalisées au cours de la thèse ont permis d'obtenir des informations complémentaires sur les propriétés physiques et la géométrie des réseaux poreux des différentes parties qui composent une zone de faille. L'intégration de ces informations dans un modèle numérique a permis de mettre en évidence l'importance de la prise en compte de la zone endommagée pour une meilleure compréhension du fonctionnement hydraulique et thermique des zones de faille.

D'un point de vue pratique, l'intégration de ces informations dans les modèles de fonctionnement du système géothermique devrait permettre une meilleure compréhension du comportement hydraulique et thermique du système (implications sur les dilutions de traceurs, sur les estimations de rendement, et sur les estimations de durée de vie du système).

La principale compétence acquise au cours de cette thèse, et que je considérerais dès le départ comme un des buts à atteindre est l'autonomie dans la gestion de projet. C'est une compétence que je compte encore développer dans les prochains temps pour aboutir à la gestion et au développement d'entreprise.

Certaines pistes suivies au cours de cette thèse, notamment les recherches effectuées sur la géométrie du réseau poreux et les méthodes permettant d'accéder à ces informations mériteraient d'être approfondies au cours d'un travail de recherche post-doctoral, à réaliser à l'étranger, de manière à bénéficier en plus d'une expérience linguistique prolongée (1 à 2 ans). Après quoi, je me ferai un plaisir d'aller me placer dans le domaine privé (industrie lourde ou structure plus restreinte), à un poste qui ne touchera peut-être pas à la recherche active, mais qui dépendra sans doute d'un mélange personnel de motivation et d'opportunisme (le développement d'entreprise sur la base d'une idée personnelle n'est pas exclu non plus) !

Annexe 1

Article accepté à la Société Géologique de Londres pour une publication spéciale des comptes
rendu de l'Euro-conférence 2005 (physique des roches et géomécanique)
- sous presse -

Using physical properties to understand the porosity network geometry evolution on gradually altered granites in damage zones.

M. Rosener and Y. Géraud

IPGS UMR7516 EOST 1 rue Blessig 67084 Strasbourg cedex France

Corresponding author: mrosener@illite.u-strasbg.fr

4283 words, 45 references, 2 tables and 8 figures

Abbreviated title: Porosity evolution based on petrophysics

Abstract: This study, based on petrophysics, is linked to the geothermal project developed at Soultz-sous-Forêts, north-east of France. In such a context, understanding and modelling the Thermo-Hydro-Mechanical and Chemical processes imply a good knowledge of the porosity network geometry and its evolution during alteration. Different physical properties (permeability, specific surface and porosity) were measured on samples coming from protolith and damage zones of fault zones. These fault zones compose the geothermal reservoir exploited at Soultz-sous-Forêts. Measured porosity values vary from 0.2 to 10 %, and using structural parameters (threshold values, specific surface and porosity distribution), three groups are identified. Each of them shows a specific pore shape distribution and the porosity increase within a given group is assumed to be associated to an increase of pore number rather than an enlargement or shape modification.

It is now well accepted that the fault zone architecture follows the Caine et al. (1996) and Sibson (2003) models, with a highly cataclased core zone, surrounded by a damage zone and finally the non affected protolith (Fig. 1).

Fluid flow generated in such a system implies Thermo-Hydro-Mechanical and Chemical interactions, and these processes are controlled by external factors like temperature (Baldeyrou et al. 2003; Hellmann 1994; Lasaga 1984), stress (Auradou et al. 2003; Auradou et al. 2005; Berard & Cornet 2003; Heuze 1983), and fluid chemistry (Aquilina et al. 1997; Komninou & Yardley 1997), and by internal factors like structure (Cornet et al. 2003; Norton & Knapp 1977; Sausse 2002; Sausse et al. 2001) and mineralogy of the rock (Sausse et al. 1998; Komninou & Yardley 1997).

All these interactions take place in the pore space, giving the porosity network geometry (i.e. the volume delimited by pores, throats, and their relative layout and connections) a non negligible impact on transport and exchange processes. With that in mind, our attention turns to the matrix composing the damage zone (see Fig. 1), where surrounding fractures and fluid flow generated alteration with a particular porous network, dominated by transport and reaction, and making storage capacity and specific surface higher than in any other part of the fault zone (Aharonov et al. 1997; Sibson 2003).

Many from these fault zones and damage zones were identified in the granites from the EPS1 borehole, Soultz-sous-Forêts, France (Dezayes et al. 1995; Genter et al. 1995; Genter & Traineau 1996). Samples were cored in the matrix of different damage zones and in the protolith, showing four different alteration facies. So the aim of this study is to understand how the porosity network developed in the matrix evolves during the alteration. To get this information, three different physical properties were measured: permeability, specific surface and porosity. Several studies were performed, working on these three properties and trying to find a relation between them (Wienand & Huenges 1989), or to model one of them on the basis of the other two (Fischer & Gaupp 2004; Salem & Chilingarian 1999). In this paper, samples were sorted by porosity network geometry (i.e. mercury porosimetry results), then the two other properties were compared to their corresponding porosity values. Results show a particular behaviour within each group during alteration: increase of porosity can be explained by an increase of pore population, and the geometry of the new voids seems to be constant during the porosity development.

Techniques

Permeability measurement

Based on Fick's law and Darcy's theory linking pressure gradient and fluid flow through a permeable medium, permeability measurements were made using a gas permeameter (Guéguen & Palciauskas 1992, Klinkenberg 1941). The system is working with nitrogen and a 4 MPa confining pressure is applied on the samples. Then for different constant head pressures (max. 3.5 MPa), and if the steady state condition is reached, gas flow, and pressures from both sides of the sample are measured. Finally measurements are corrected from the Klinkenberg effect (Klinkenberg 1941) and the true permeability value is calculated (see also Debschütz et al. 1989; Scheidegger 1974).

Specific surface measurement

The method used for specific surface measurements is the BET method (Brunnauer, Emmett & Teller 1938). At low temperature and low pressure, gas is adsorbed on the porosity network surface. By measuring the quantity of gas adsorbed at different pressures, it is possible to estimate the specific surface of the sample. Except for one very low specific surface sample, which required Krypton, all the measurements were made using Nitrogen (see also Gregg & Sing, 1982).

Porosity measurement

Porosity measurement and porous network characterisation were made using mercury injection (Guéguen & Palciauskas 1992). Based on the Young-Laplace equation for the displacement of a non-wetting fluid in a thin capillary tube, which gives the relationship between fluid pressure and throat size (eq. 1), Washburn (1921) proposed to inject mercury into porous materials to determine the porosity volume and the pore threshold distribution.

$$r = (-2 \gamma \cos \theta) / p \quad \text{Eq. (1)}$$

With r , the radius of the capillary tube (Washburn 1921), or the distance of the pore walls in slit-shaped pore (Lenormand et al. 1983), γ the surfacial tension ($485 \times 10^{-3} \text{ N.m}^{-1}$), θ the

contact angle between the non-wetting fluid, the wetting fluid and the solid (130°), p the capillary pressure applied on the liquid.

Generally, results of this mercury injection test are presented as curves of injected volume versus capillary pressure (or the equivalent throat radius). These curves are known to be highly reproducible for a given material and differ widely among samples with different pore structures (Brakel (van) 1975; Wardlaw & Taylor 1976; Kloubek 1994).

Due to large differences between pore and throat radius, it is possible that a part of the mercury stays in the sample when the capillary pressure is released to the atmospheric pressure (Wardlaw & McKellar 1981; Li & Wardlaw 1986a, b). So, the measurement includes three steps: first the pressure is increased (1) to the maximum (300 MPa), then it returns to the atmospheric pressure (2), to be finally increased (3) to the maximum again (Fig. 2a). The curve obtained at the first step gives the access to the total connected volume, and the maximum value is assumed to be the total connected porosity (Fig. 2b, continuous line). The volume that stays in the sample at the end of the second step is called the trapped porosity and is related to the heterogeneity of the network geometry (Li & Wardlaw 1986a, b; Wardlaw et al. 1987). During the last step, because the trapped porosity is still filled by mercury, the injection only occurs in the so-called free porosity, and the injection profile obtained shows the access to it only (Fig. 2b, bold line). Finally, looking at the difference between the total connected volume curve and the free porosity curve, it is possible to calculate the access to the trapped porosity (Fig. 2b, dashed line). From both free and trapped porosity cumulative curves, the corresponding incremental curves are deduced (Fig. 2c).

Petrography and sample location.

Known as the European heat mining project, the Soultz-sous-Forêts geothermal exchanger was developed in deep hot fractured granites (5 km depth and 200°C) (Baria & Baumgärtner 1999). During the 1980's, this place was chosen because of a positive thermal anomaly linked to the graben's history (Villemin & Bergerat 1987; Le Carlier et al. 1993), and the EPS1 borehole, from which samples come from, was cored.

The thermal exchanger is based on a system of three wells. Fluid flow between the injection well and the two production wells is possible because of the inherited structure of the system

composed of many interconnected normal fault zones (Dezayes et al. 1995, Genter et al. 1995, Genter & Traineau 1996, Gérard et al. 1998).

Circulation tests made during the past years showed a delay concerning the arrival time of the tracer and a high dilution of it (Gérard et al. 1998). These two observations can be explained by the complexity of the way taken by the fluid and the extent of the fault and fracture system; another explanation could be found through the impact of the damage zone. Width, porosity and surface reaction of this part of the fault zone makes it non negligible in terms of storage and fluid circulation.

With that in mind, a total of 20 cylindrical samples (18 mm diameter and 15 mm length) were cored, parallel to the borehole axis, in the protolith and in different gradually altered matrices in damage zones, showing four different facies. For each one, primary mineralogy, structures and alteration phases were described by Genter & Traineau (1992) and Traineau et al. (1991), and are summarized in Table 1. To obtain mercury porosimetry results as representative as possible and limit the impact of local variations in porosity and mineralogy, samples were cored trying to be in agreement with the rock mineralogical proportions. Permeability measurements were not possible on samples 6 and 9 because their shapes were not totally cylindrical. Except these two samples, permeability, specific surface and porosity measurements were performed on all others. Results and alteration facies are resumed in Table 2.

Results

According to Brace (1980), granite permeability varies between 5×10^{-17} and 10^{-21} m^2 . In this study, measurements gave results over five orders of magnitude, from $1.57 \times 10^{-15} \text{ m}^2$ to $1.56 \times 10^{-20} \text{ m}^2$, with the highest values attributed to fractured samples. The BET method showed specific surfaces between $5.91 \times 10^4 \text{ m}^2 \cdot \text{m}^{-3}$ and $1.01 \times 10^7 \text{ m}^2 \cdot \text{m}^{-3}$. Finally, porosity value varies from 0.13% to 9.87% (see Table 2).

During the specific surface measurement, the sample temperature decreases to the liquid nitrogen temperature (-196 °C). To be sure that such a thermal shock has a limited effect on the porosity network geometry, two permeability measurements were made, one before and one after the specific surface measurement. Fig. 3, presenting the permeability before specific

surface measurement vs. the permeability after specific surface measurement shows that the BET technique has no major effect on the porosity network geometry; so the specific surface can directly be compared to the porosity.

Because this study is focused on the porosity network geometry and its evolution with increasing alteration, porosimetry results have a non negligible weight. Looking at the incremental injection curves and particularly their global shape, it is possible to distinguish three groups:

Group 1

Samples 3, 10, 11 and 14 have similar injection curves. Porosity varies between 0.13% and 0.35%, and specific surface from 5.91×10^4 to $2.00 \times 10^6 \text{ m}^2.\text{m}^{-3}$. Permeability ranges from 2.57×10^{-20} to $1.82 \times 10^{-15} \text{ m}^2$. Mercury injection tests show a porosity network geometry with no trapped porosity, all the porosity is assumed to be free (Fig. 4a).

Group 2

Porosity of samples 4, 5, 6, 7, 8, 9, 12, 13 and 15 shows the same geometrical properties and varies between 0.8% and 3.93%. Specific surface values vary from 3.52×10^5 to $7.41 \times 10^6 \text{ m}^2.\text{m}^{-3}$, and permeability ranges from 1.63×10^{-20} to $1.57 \times 10^{-15} \text{ m}^2$. With mercury injection tests, it is possible to see that free porosity is still accessible through small diameters (between 0.07 and 0.006 μm), and that trapped porosity with the same thresholds is present too (Fig. 4b).

Group 3

Samples 1, 2, 16, 17, 18, 19 and 20 show the widest porosity range: from 2.91% to 9.87%. Specific surface measurement shows values from 4.26×10^6 to $1.01 \times 10^7 \text{ m}^2.\text{m}^{-3}$, and permeability ranges from 1.56×10^{-20} to $7.37 \times 10^{-18} \text{ m}^2$. Mercury injection tests show a high volume of trapped porosity with access diameter between 0.3 and 0.03 μm , and a smaller volume controlled by access diameter between 0.03 and 0.006 μm . Free porosity is accessible through diameter between 0.3 and 0.006 μm , with a maximum of injection for access diameter around 0.15 μm (Fig. 4c).

Discussion

Groups are constituted on the basis of samples presenting similar free porosity and trapped porosity injection curves. Samples of a same group have then different porosity values, but show identical geometrical properties (access diameter to the free and trapped porosity, relative volume distribution). Increase of porosity in a given group is then associated to the development of porous volume without changes in the threshold values.

Fig. 5 gives the relationship between specific surface (S) and porosity (V) for each sample. Looking at the three groups, it is possible to distinguish three linear relations (i.e. $\Delta S/\Delta V = \text{constant}$), with 9.87×10^8 , 2.29×10^8 , and 7.41×10^7 slopes corresponding respectively to group 1, group 2 and group 3, and with correlation coefficient between 0.90 and 0.97. So, in each group, the increasing of porosity follows a geometrical plan that makes the mean S/V ratio stay the same for each new-formed porous volume.

To stay in agreement with these two observations, the porosity development within a given group must be explained by an increasing of pore population rather than an increasing of pore radius.

More information about transport properties and their evolution with alteration can be deduced from the permeability/porosity relation (Fig. 6). Because of low ranges of porosity, group 1 and group 2 show no special trends, but samples from group 3 seem to draw a remarkable behaviour (see Fig. 6, continuous line): the lowest permeability values correspond to the lowest porosity ones, and as a first step, porosity network development implies a high increase of connectivity, and therefore of permeability. Then, as the porosity increase continues, the porosity network geometry becomes more complex and the permeability decreases progressively because of tortuosity.

In a general way, except for samples 8 and 10 that are fractured, the maximum value of permeability decreases with the porosity increase (see Fig. 6, dashed line). And because mercury porosimetry shows a general increase of pore threshold from group 1 to group 3, this behaviour signs doubtless the influence of tortuosity on the medium transport properties.

With that in mind, the following model of matrix porosity evolution during alteration can be proposed (see Fig. 7). During alteration, creation of new pores and dissolution imply that the porosity volume increases. At the same time, secondary minerals precipitations (especially clays) cover the surface of pores, isolating progressively primary minerals from the fluid. Finally, dissolution/precipitation phenomenon stops, because it became easier to operate on

new sites. The final pore geometry will be an equilibrium between the mineralogical characteristics of primary minerals and secondary minerals (i.e., looking at all the pore population, statistically, $\Delta S/\Delta V = \text{Const.}$). This kind of porosity development can also be related to the permeability behaviour, with first an increase of connectivity and then of tortuosity.

A control of this assumption is obtained from SEM pictures that were taken from three samples of group 3, and showing an increasing porosity (Fig. 8). New voids are principally created in plagioclases, but also in a smaller proportion in the K-Feldspar or at mineral borders. Pictures were taken at the same magnification; pore shape and pore threshold sizes stay quite the same, but pore population is increasing consequently, associated to the pore volume.

Because the S/V ratio (i.e. slope values) decreases progressively from group 1 to group 3 (see Fig. 5), possible relations must be considered between them. The S/V ratio depends partly on the void's shape: planar structures like cracks imply a high surface development for small volumes (i.e. a high slope), whereas spherical structures offer the minimum S/V ratio (i.e. a low slope). But above all, it is inversely proportional to the mean pore radius (\neq pore threshold measured by mercury porosimetry). So in Fig.5, the decreasing of slope values underlines an increasing of the mean pore radius, including probably shape variations. Nevertheless, it is not sure that these groups form three steps of the same alteration process. Actually, if low porosity samples from group 3 are compared to high porosity samples from group 2, they show higher porosity and pore thresholds, but a lower permeability (see Fig.6). Samples from group 2 have then a better connectivity. In principle, if the two groups are considered like steps of a same alteration process, samples from group 3 should inherit their connectivity from group 2 and have a higher permeability.

Conclusion

Permeability, specific surface and porosimetry measurements were carried out on different samples coming from the matrix of the damage zone and the protolith. Based on these results, especially porosimetry results, three groups were defined, showing each one their own porous network characteristics, and a particular behaviour during alteration.

At this time, it is not possible to define precisely if there is a relation between these groups. Further information from clay study and dating should precise these relations.

High dilution of tracer and delay in arrival time during circulation tests performed in the Soultz-sous-Forêts geothermal exchanger (Gérard et al. 1998) suggest a non negligible impact of the damage zone in terms of reservoir properties. Connections and exchanges with the fault core are probably advantaged by matrix properties and fractures density, according to the damage zone some “buffer effect”. At this time, Thermo-Hydro-Mechanical modelling taking into account all these properties is running to determine and understand the global behaviour of the damage zone during fluid circulations.

Acknowledgments

The authors would like to thanks T. Reuschlé for helping with the specific surface measurements, and B. Ledesert and G. Zimmermann for their constructive remarks.

References

Aharonov, E., Rothman, D.H. & Thompson, A.H. 1997. Transport properties and diagenesis in sedimentary rocks; the role of micro-scale geometry. *Geology*, **25** (6), 547-550.

Aquilina, L., Pauwels, H., Genter, A. & Fouillac, C. 1997. Water-rock interaction processes in the Triassic sandstone and the granitic basement of the Rhine Graben: Geochemical investigation of a geothermal reservoir. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, **61** (20), 4281-4295.

Auradou, H., Drazer, G., Hulin, J.P. & Koplik, J. 2005. Permeability anisotropy induced by the shear displacement of rough fracture walls. *Water resources research*, **41** (9), W09423, doi:10.1029/2005WR003938.

Auradou, H., Maloy, K.J., Schmittbuhl, J. & Hansen, A. 2003. Drainage in a rough gouge filled fracture. *Transport in porous media*, **50** (3), 267-305.

Baldeyrou, A., Vidal, O. & Fritz, B. 2003. Etude expérimentale des transformations de phase dans un gradient thermique : application au granite de Soultz-sous-Forêts, France. *Compte rendu de l'Académie des Sciences Série II Fascicule A, Paris*, **335** (4), 371-380.

Baria, R. & Baumgärtner, J. 1999. European HDR research Programme at Soultz-sous-Forêts (France); 1987- 1996. *Geothermics*, **28** (4-5), 655-669.

Berard, T. & Cornet, F.H. 2003. Evidence of thermally induced borehole elongation: a case study at Soultz, France. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, **40** (7-8), 1121-1140.

Brace, W.F. 1980. Permeability of crystalline and argillaceous rocks. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts*, **17** (5), 241-251.

Brakel (van), J. 1975. Pore space models for transport phenomena in porous media; review and evaluation with special emphasis on capillary liquid transport. *Powder Technology*, **11**, 205-236.

Brunnauer, S., Emmett, P.H. & Teller, E. 1938. Adsorption of gases in multimolecular layers. *Journal of the American Chemical Society*, **60**, 309-319.

Caine, J.S., Evans, J.P., & Forster, C.B. 1996. Fault zone architecture and permeability structure. *Geology*, **24** (11), 1025-1028.

Cornet, F.H., Li, L., Ippolito, I., Kurowski, P. & Hulin, J.P. 2003. The hydromechanical behaviour of a fracture: an in-situ experimental case study. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, **40** (7-8), 1257-1270.

Debschütz, W., Kruckel, U. & Schopper, J.R. 1989. Effects of geostatic stress and pore pressure on the Klinkenberg permeability factor and other fluid parameters. *Proceedings of the Symposium "Rock at great depth", eds. Maury & Fourmaintraux, Balkema*, p.179-185.

Dezayes, C., Villemain, T., Genter, A., Traineau, H. & Angelier, J. 1995. Analysis of fractures in boreholes of the Hot Dry Rock project at Soultz-sous-Forêts (Rhine Graben, France). *Scientific Drilling*, **5**, 31-41.

Fischer, C. & Gaupp, R. 2004. Multi-scale rock surface area quantification – a systematic method to evaluate the reactive surface area of rocks. *Chemie der Erde Geochemistry*, **64** (3), 241-256.

Genter, A. & Traineau, H. 1996. Analysis of macroscopic fractures in granite in the HDR geothermal well EPS-1, Soultz-sous-Forêts, France. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **72** (1-2), 121-141.

Genter, A., Traineau, H., Dezayes, C., Elsass, P., Ledesert, B., Meunier, A. & Villemain, T. 1995. Fracture analysis and reservoir characterization of the granitic basement in the HDR Soultz project (France). *Geothermal Science and Technology*, **4**, 205-214.

Genter, A. & Traineau, H. 1992. Borehole EPS1, Alsace, France: preliminary geological results from granite core analysis for hot dry rock research. *Scientific Drilling*, **3** (1-2), 121-141.

Gérard, A., Jung, R., Baumgärtner, J., Baria, R., Gandy, T. and Tran-Viet, T. 1998. Essais de circulation moyenne durée conduits à Soultz-sous-Forêts en 1997 Trans. Title : Circulation tests made at Soultz-sous-Forêts in 1997. *Rapport SOCOMINE, Soultz-sous-Forêts*, 20p.

Gregg, S.J. & Sing, K.S.W. 1982. Adsorption, surface area and porosity, second ed. Academic Press, London, 303 pp.

Gueguen, Y. & Palciauskas, V. 1992. Introduction à la physique des roches Trans. Title: Introduction to rock physics. Herrmann ed., 299 pp.

Hellmann, R. 1994. The albite-water system: Part I. The kinetics of dissolution as a function of pH at 100, 200 and 300°C. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, **58**, 595-611.

Heuze, F.E. 1983. High-temperature mechanical, physical, and thermal properties of granitic rocks; a review. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, **20 (1)**, 3-10.

Klinkenberg, L.J. 1941. Permeability of porous media to liquids and gases. *American Petroleum Institute, Drilling and production practice*, **2**, 200-213.

Kloubek, J. 1994. Investigation of porous structures using mercury reintrusion and retention. *Journal of Colloid and Interface Science*, **163 (1)**, 10-18.

Komninou, A. & Yardley B.W. 1997. Fluid-rock interaction in the Rhine Graben: A thermodynamic model of the hydrothermal alteration observed in deep drilling. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, **61** , 515-531.

Lasaga, A.,C. 1984. Chemical kinetics of water-rock interactions. *Journal of Geophysical Research*, **86 (6)**, 4009-4025.

Le Carlier, C., Royer, J.J. & Flores, L. 1993. Convective heat transfer at the Soultz-sous-Forêts geothermal site – Implication for oil potential. *5th Conference and Technical Exhibition*, Stavanger, Norway.

Lenormand, E., Zarcone, C. & A., Sarr. 1983. Mechanisms of the displacement of one fluid by another in a network of capillary ducts. *Journal of Fluid Mechanics*, **135**, 337-353.

Li, Y. & Wardlaw, N.C. 1986a. The influence of wettability and critical pore-throat size ratio on snap-off. *Journal of Colloid and Interface Sciences*, **109 (2)**, 461-472.

Li, Y. & Wardlaw, N.C. 1986b. Mechanism of non wetting phase trapping during imbibition at slow rates. *Journal of Colloid and Interface Sciences*, **109 (2)**, 473-486.

Norton, D. & Knapp, R. 1977. Transport phenomena in hydrothermal system; the nature of porosity. *American Journal of Science*, **277 (8)**, 913-936.

Salem, H.S. & Chilingarian, G.V. 1999. Determination of specific surface area and mean grain size from well-log data and their influence on the physical behaviour of offshore reservoirs. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, **22 (4)**, 241-252.

Sausse, J. 2002. Hydromechanical properties and alteration of natural fracture surfaces in the Soultz granite (Bas-Rhin, France). *Tectonophysics*, **348 (1-3)**, 169-185.

Sausse, J., Jacquot, E., Fritz, B., Leroy, J. and Lespinasse, M. 2001. Evolution of crack permeability during fluid-rock interaction. Example of the Brézouard granite (Vosges, France). *Tectonophysics*, **336 (1-4)**, 199-214.

Sausse, J., Genter, A., Leroy, J.L., and Lespinasse, M. 1998. Description et quantification des altérations filoniennes : paléoécoulements fluides dans le granite de Soultz-sous-Forêts (Bas-Rhin, France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **169 (5)**, 655-664.

Scheidegger, A.E. 1974. The physics of flow through porous media, 3rd edition. *University of Toronto Press*.

Sibson, R.H. 2003. Thickness of the seismic slip zone. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **93 (3)**, 1169-1178.

Traineau, H., Genter, A., Cautru, J.P., Fabriol, H. and Chevremont, P. 1991. Petrography of the granite massif from drill cutting analysis and well log interpretation in the geothermal HDR borehole GPK1 (Soultz, Alsace, France). *Geothermal Science & Technology*, **3 (1-4)**, 1-29.

Villemin, T. & Bergerat, F. 1987. L'évolution structurale du fossé rhénan au cours du Cénozoïque: un bilan de la déformation et des effets thermiques de l'extension. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **8 (3)**, 245-255.

Wardlaw, N.C., Li, Y. & Forbes D. 1987. Pore-throat size correlation from capillary pressures curves. *Transport in porous media*, **2 (6)**, 597-614.

Wardlaw, N.C. & McKellar, M. 1981. Mercury porosimetry and interpretation of pore geometry in sedimentary rocks and artificial models. *Powder Technology*, **29** (1), 127-143.

Wardlaw, N.C. & Taylor, R.P. 1976. Mercury capillary pressure curves and the interpretation of pore structure and capillary behaviour in reservoir rocks. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **24** (2), 225-262.

Washburn, E.W. 1921. Note on a method of determining the distribution of pores sizes in a porous material. *Proceedings of the National Academy of Science*, **7**, 115-116.

Wienand, J. & Huenges, E. 1989. Porositaet, innere Oberflaeche und Permeabilitaet von Kernen der Kontinentalen Tiefbohrung. Trans. Title: porosity, inner surface, and permeability of cores from the KTB project. In: *49. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft gemeinsam mit der Arbeitsgemeinschaft Extraterrestrische Physik - Abstract*.

Fig. 1. The Caine et al. (1996) model of fault zone.

Fig. 2. Mercury porosimetry: (a) example of a mercury injection procedure, (b) mercury injection curve detailed in free and trapped porosity curves, (c) incremental injection curves.

Fig. 3. The limited impact of BET technique on permeability measurement.

Fig. 4. Sample grouping based on the shape of the incremental injection curves: (a) group 1, (b) group 2, (c) group 3. Only the global shape of the curve is necessary to determine the group, and because porosity values vary within a given group, there is no vertical scale in the graphs (see text).

Fig. 5. Specific surface vs porosity: each group show a specific linear relation, linked to the mean void shape (see text).

Fig. 6. Permeability vs porosity (see text).

Fig. 7. Porosity development model at the pore scale.

Fig. 8. SEM pictures from group 3 showing the evolution of alteration and the porosity development in plagioclases (Fk = Potassic Feldspar, Pl = Plagioclase).

Table 1. *Granite petrography, structure and alteration phases*

Table 2. *Sample list, facies and measurement results*

Figure 1 :

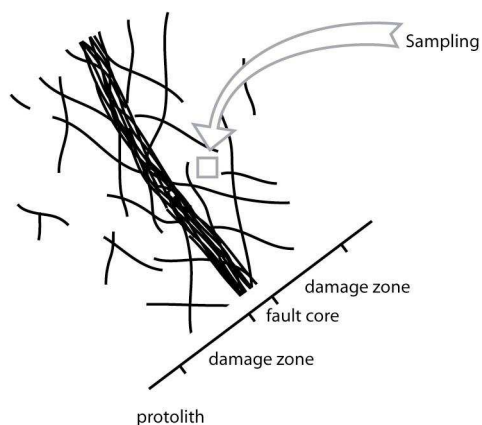


Figure 2 :

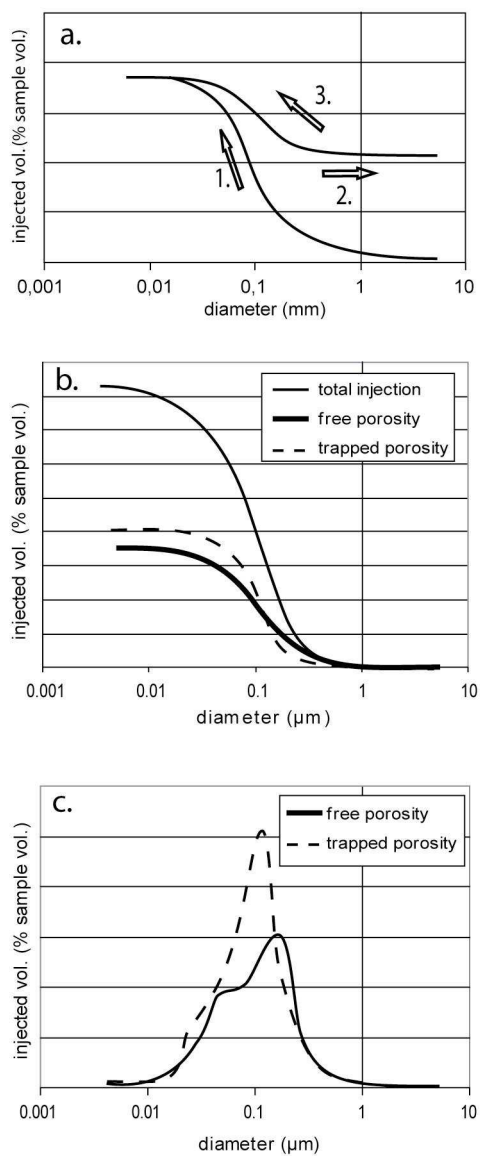


Figure 3 :

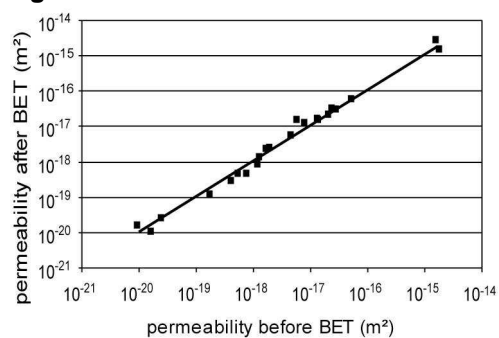


Figure 4 :

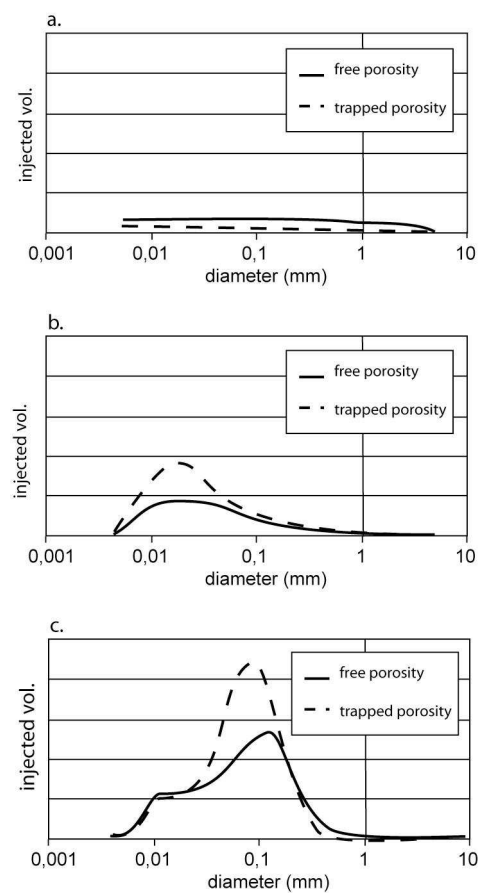


Figure 5 :

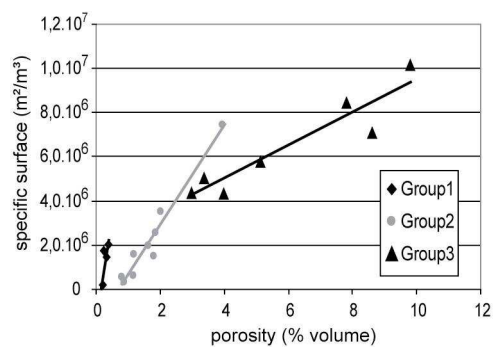


Figure 6 :

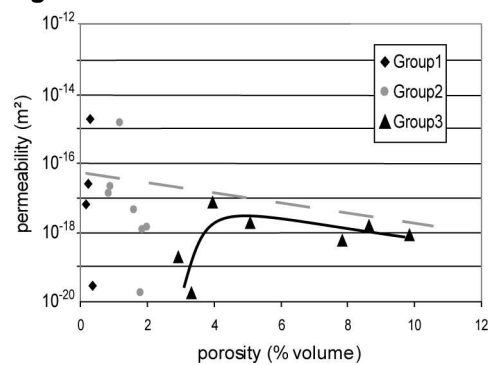


Figure 7 :

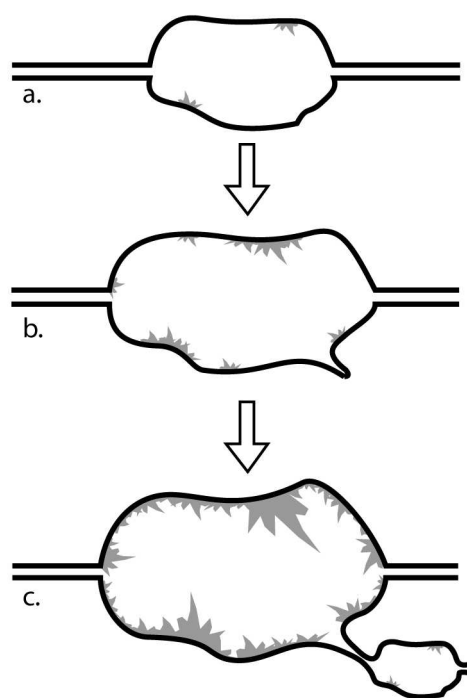


Figure 8 :

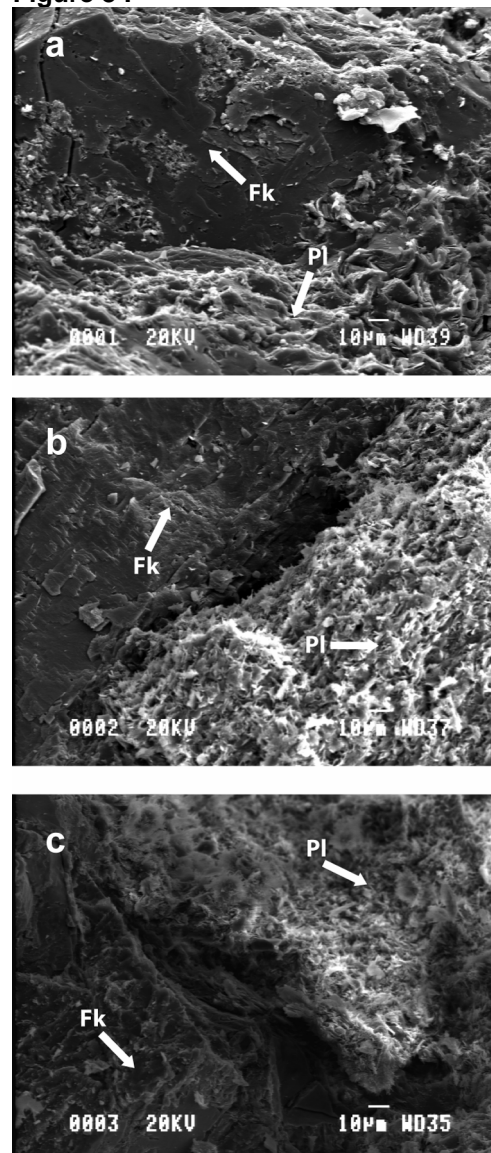


Table 1 :

Facies	primary mineralogy	structure	alteration phases
Fresh granite	porphyritic granite with orthose phenocrystals (1 to 7 cm), quartz, plagioclase, biotite, chlorite and some hornblende	microfractured	
Pervasive alteration			some chloritized biotites
Vein alteration with illite		fractured to cataclased	plagioclases and biotites are replaced by clays and carbonates, chlorites by illites
Vein alteration with hematite			plagioclases and biotites are replaced by clays and carbonates, chlorites by illites, high hematite concentration

Table 2 :

	Sample #	Depth (m)	Alteration facies	Permeability (m ²)	Specific surface (m ² /m ³)	Porosity (%)
K79-2128	1	1455	pervasive alteration	1,75E-19	4.33E+06	2.91
	2			9,18E-21	5.07E+06	3.33
K102	3	1602	fresh granite	5,87E-18	5.91E+04	0.14
K108-2758	4	1631	vein alteration with illite	na	5.88E+05	1.14
	5			4,57E-18	1.84E+06	1.59
	6			1,28E-18	3.47E+06	1.97
K109-2795	7	1641	vein alteration with hematite	na	7.41E+06	3.93
	8			1,58E-15	1.50E+06	1.15
	9			2,08E-17	3.52E+06	0.81
K109-2782	10	1637	fresh granite	1,82E-15	1.65E+06	0.27
K117-2900	11	1671	fresh granite	2,36E-17	1.70E+06	0.22
K138-3318	12	1807	low pervasive alteration	1,20E-18	2.51E+06	1.82
	13			1,32E-17	2.90E+05	0.82
K150-3645	14	1906	low pervasive alteration	2,44E-20	2.00E+06	0.35
K177-4329	15	2053	fault sealing (quartz + illite)	1,63E-20	1.49E+06	1.75
K193	16	2152	high pervasive alteration	7,37E-18	4.26E+06	3.92
	17			1,70E-18	5.74E+06	5.07
K195-4774	18	2161	high pervasive alteration	1,44E-18	7.07E+06	8.62
	19			7,59E-19	1.01E+07	7.83
	20			5,38E-19	8.46E+06	9.87

Annexe 2

Mesures pétrophysiques (perméabilité, surface spécifique et porosimétrie par injection de mercure) réalisées sur 20 échantillons du granite de Soultz-sous-Forêts provenant du forage EPS1.

N° de mesure : 01

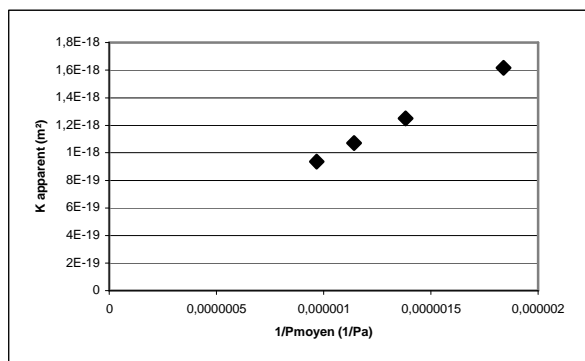
Nom de l'échantillon : K79-2128

Diamètre (mm): 18

Longueur (mm) : 14.8

Faciès d'altération : altération hydrothermale à illite

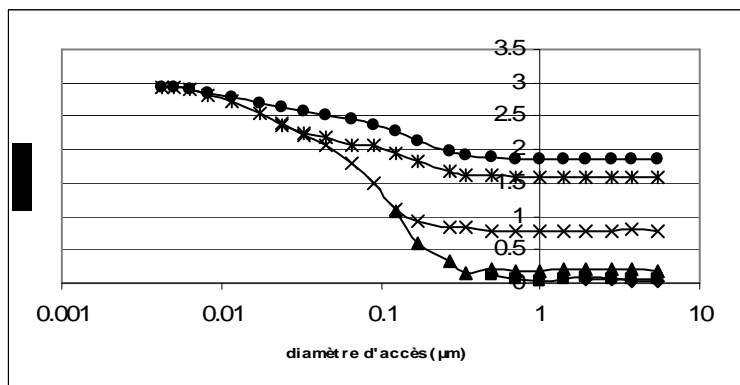
Perméabilité (m^2): 1.75×10^{-19}



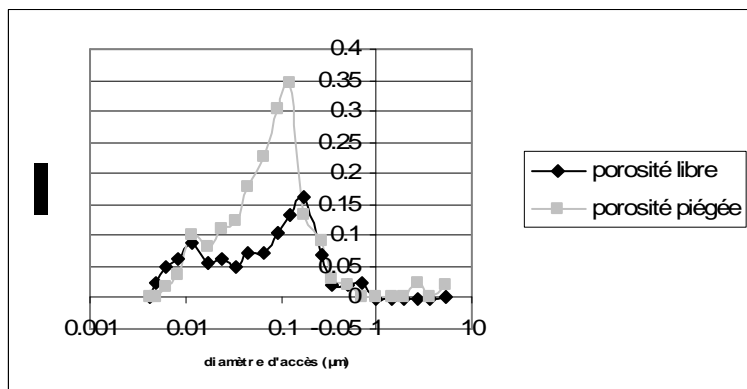
Surface spécifique (m^2/m^3) : 4.33×10^6

Porosité (% volume) : 2.91

Phases d'injection de mercure :



Injection incrémentale dans la porosité libre et la porosité piégée :



N° de mesure : 02

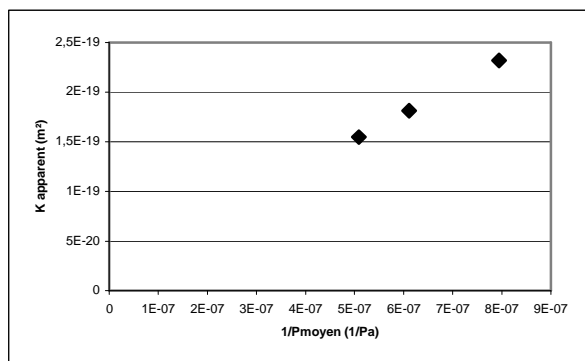
Nom de l'échantillon : K79-2128

Diamètre (mm): 18

Longueur (mm) : 14.3

Faciès d'altération : altération hydrothermale à illite

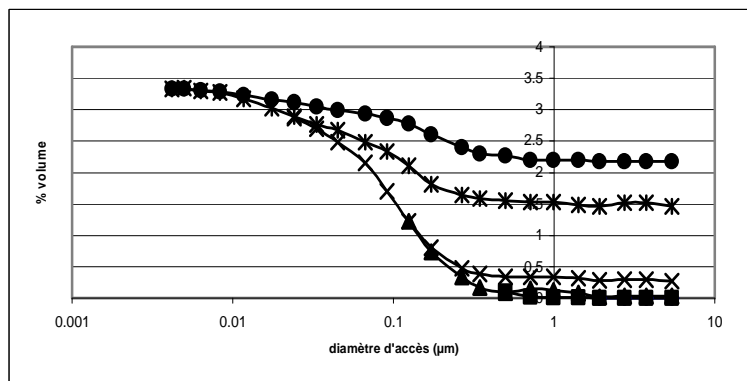
Perméabilité (m^2): 9.18×10^{-21}



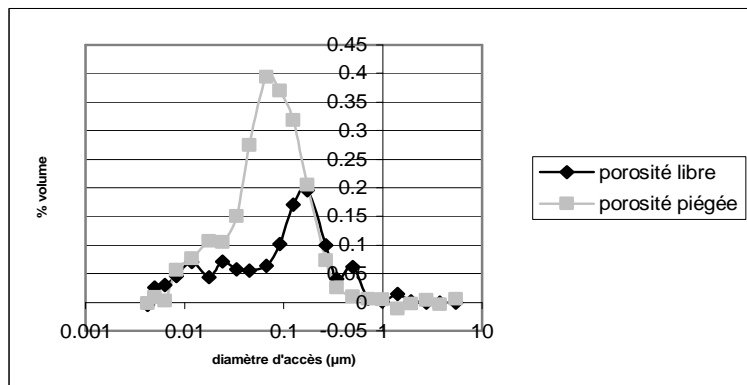
Surface spécifique (m^2/m^3) : 5.07×10^6

Porosité (% volume) : 3.33

Phases d'injection de mercure :



Injection incrémentale dans la porosité libre et la porosité piégée :



N° de mesure : 03

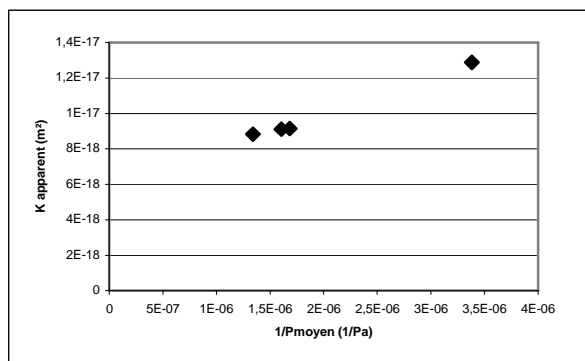
Nom de l'échantillon : K102

Diamètre (mm): 18

Longueur (mm) : 15.8

Faciès d'altération : sain

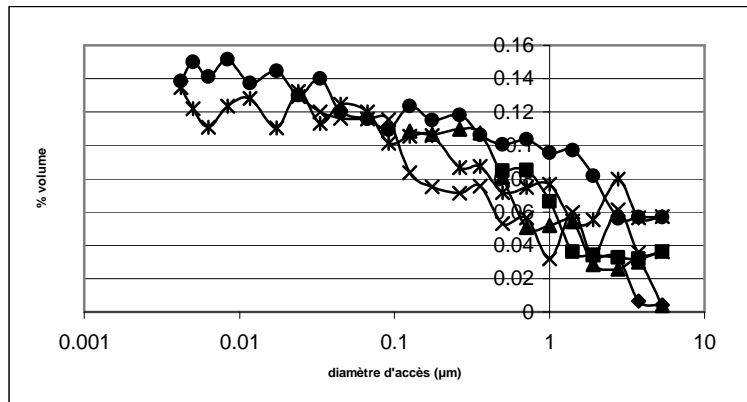
Perméabilité (m^2): 5.87×10^{-18}



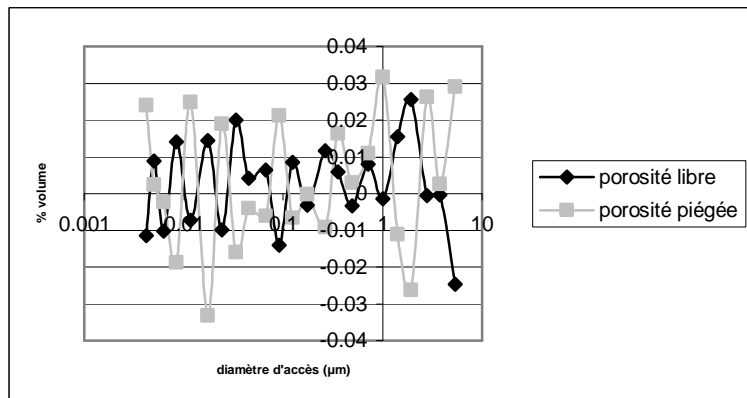
Surface spécifique (m^2/m^3) : 5.91×10^4

Porosité (% volume) : 0.14

Phases d'injection de mercure :



Injection incrémentale dans la porosité libre et la porosité piégée :



N° de mesure : 04

Nom de l'échantillon : K108-2758

Diamètre (mm): 18

Longueur (mm) : 14.6

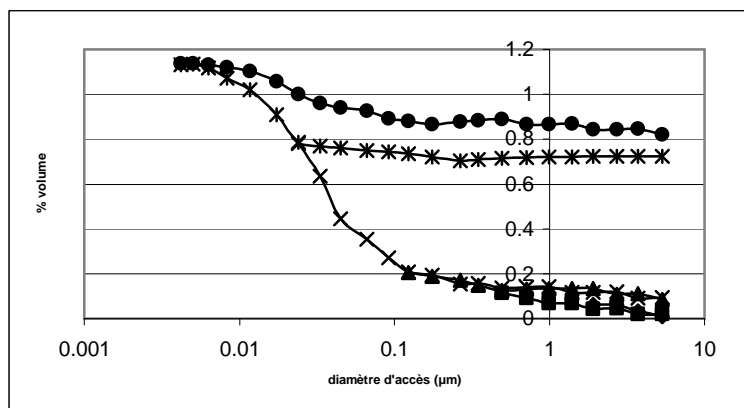
Faciès d'altération : altération hydrothermale à illite

Perméabilité (m^2):

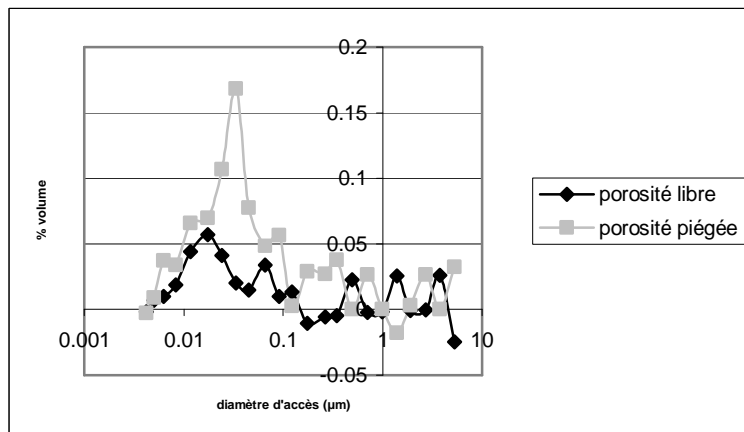
Surface spécifique (m^2/m^3) : 5.88×10^5

Porosité (% volume) : 1.14

Phases d'injection de mercure :



Injection incrémentale dans la porosité libre et la porosité piégée :



N° de mesure : 05

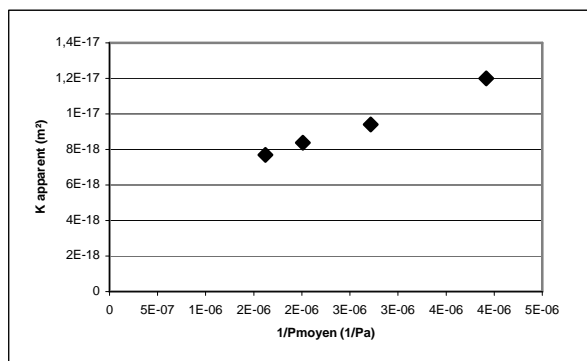
Nom de l'échantillon : K108-2758

Diamètre (mm): 18

Longueur (mm) : 13.5

Faciès d'altération : altération hydrothermale à illite

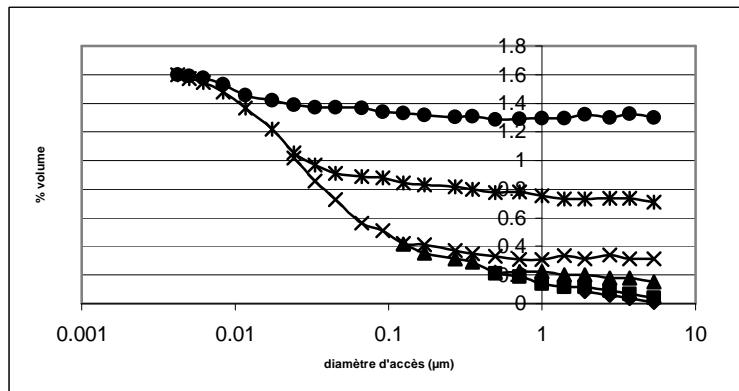
Perméabilité (m^2): 4.57×10^{-18}



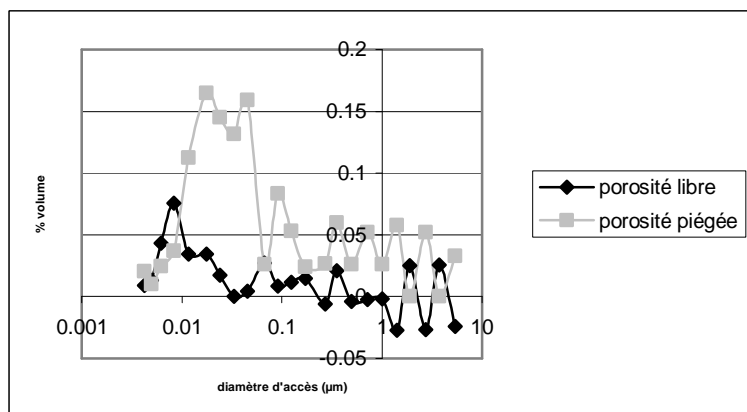
Surface spécifique (m^2/m^3) : 1.84×10^6

Porosité (% volume) : 1.59

Phases d'injection de mercure :



Injection incrémentale dans la porosité libre et la porosité piégée :



N° de mesure : 06

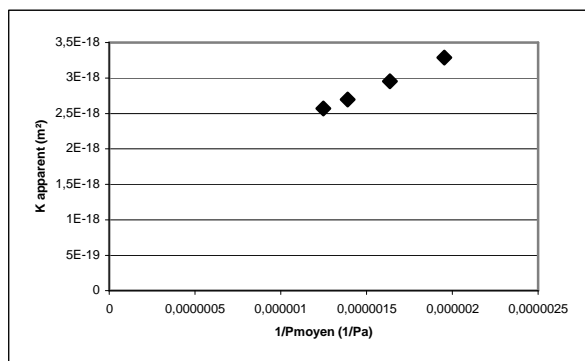
Nom de l'échantillon : K108-2758

Diamètre (mm): 18

Longueur (mm) : 13.7

Faciès d'altération : altération hydrothermale à illite

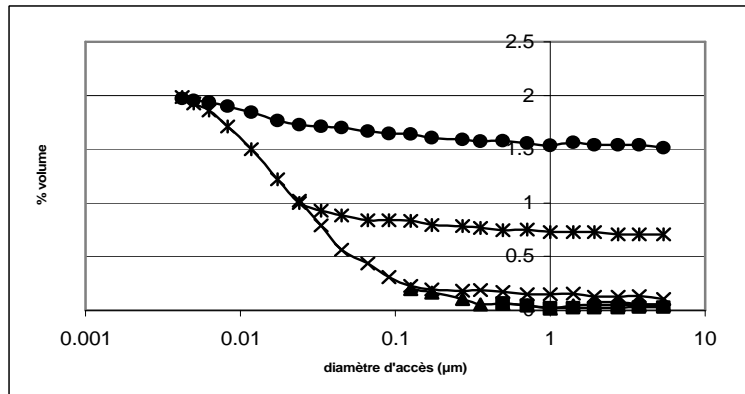
Perméabilité (m^2): 1.28×10^{-18}



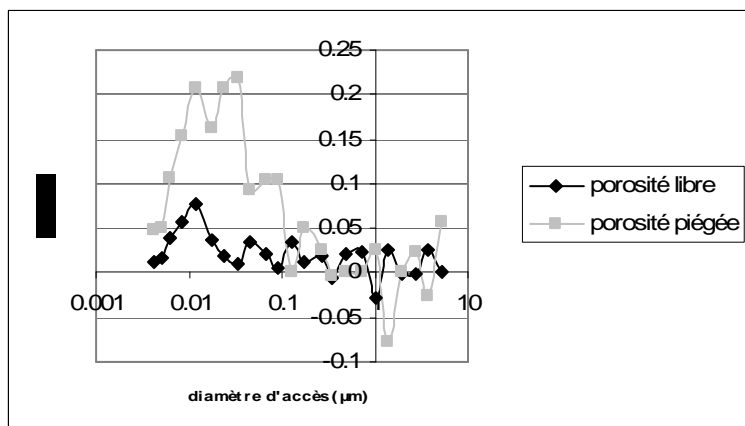
Surface spécifique (m^2/m^3) : 3.47×10^6

Porosité (% volume) : 1.97

Phases d'injection de mercure :



Injection incrémentale dans la porosité libre et la porosité piégée :



N° de mesure : 07

Nom de l'échantillon : K109-2795

Diamètre (mm): 18

Longueur (mm) : 12.0

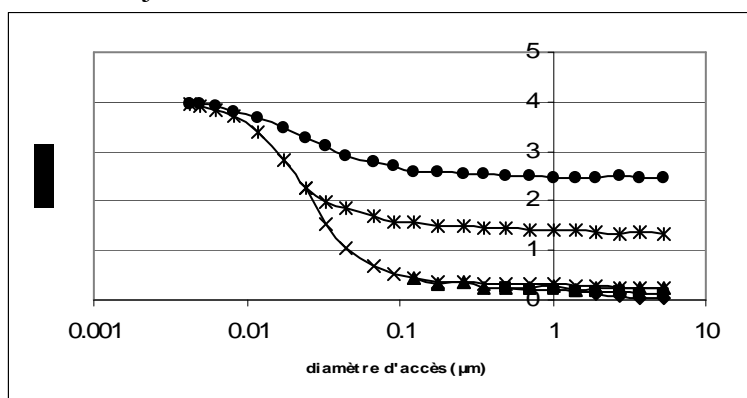
Faciès d'altération : altération hydrothermale à hématite

Perméabilité (m^2):

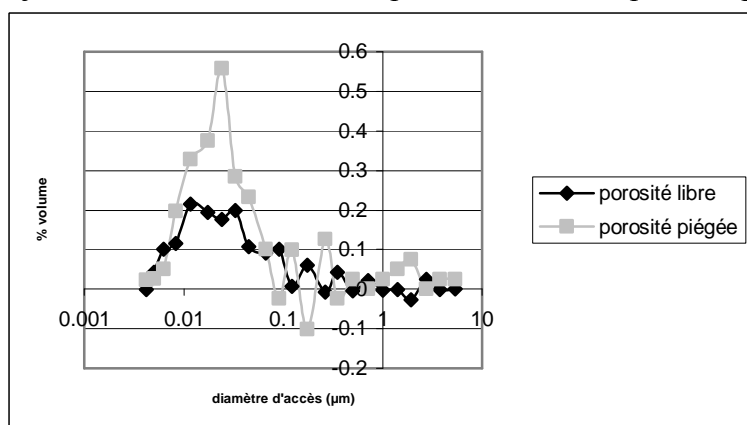
Surface spécifique (m^2/m^3) : 7.41×10^6

Porosité (% volume) : 3.43

Phases d'injection de mercure :



Injection incrémentale dans la porosité libre et la porosité piégée :



N° de mesure : 08

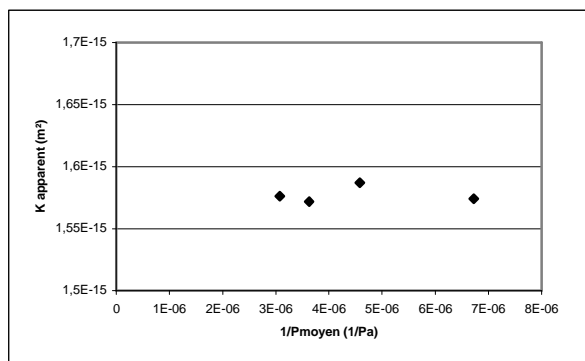
Nom de l'échantillon : K109-2795

Diamètre (mm): 18

Longueur (mm) : 13.9

Faciès d'altération : altération hydrothermale à hématite

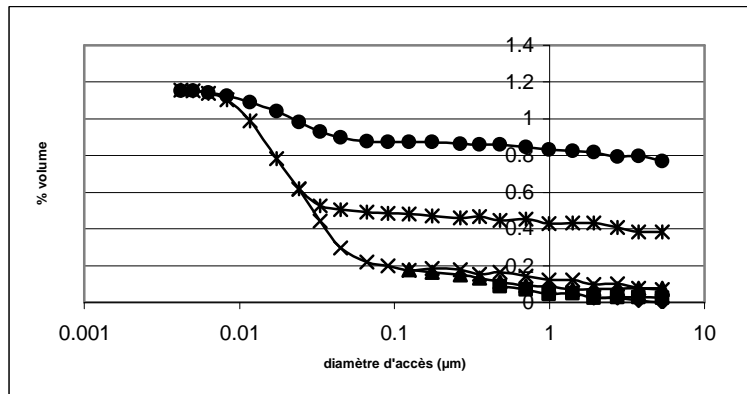
Perméabilité (m^2): 1.58×10^{-15}



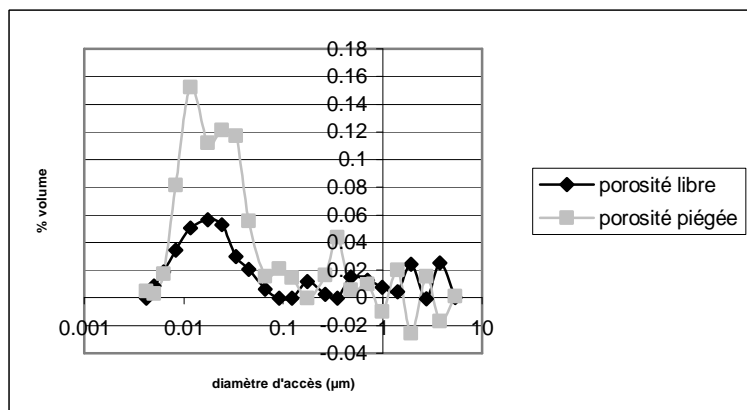
Surface spécifique (m^2/m^3) : 1.50×10^6

Porosité (% volume) : 1.15

Phases d'injection de mercure :



Injection incrémentale dans la porosité libre et la porosité piégée :



N° de mesure : 09

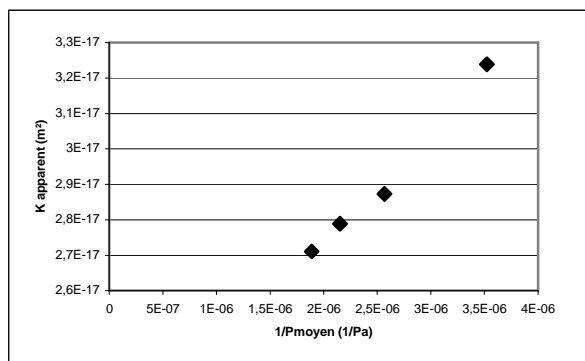
Nom de l'échantillon : K109-2795

Diamètre (mm): 18

Longueur (mm) : 11.4

Faciès d'altération : altération hydrothermale à hématite

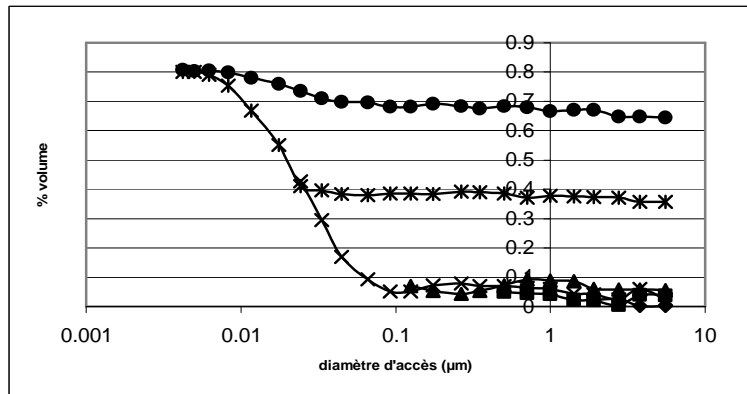
Perméabilité (m^2): 2.08×10^{-17}



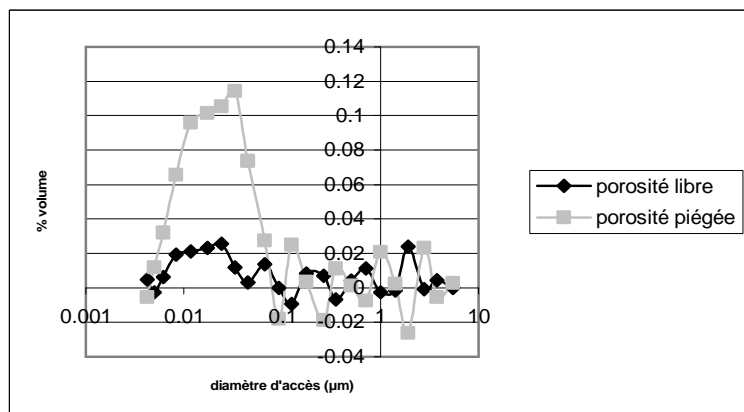
Surface spécifique (m^2/m^3) : 3.52×10^5

Porosité (% volume) : 0.81

Phases d'injection de mercure :



Injection incrémentale dans la porosité libre et la porosité piégée :



N° de mesure : 10

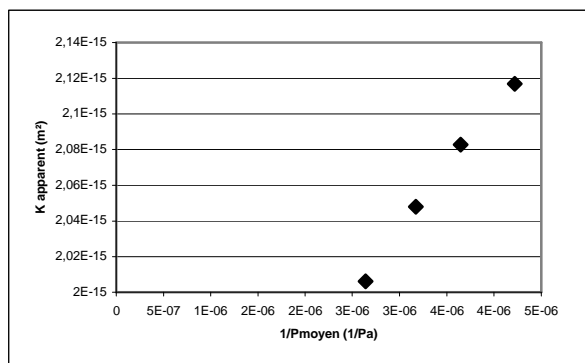
Nom de l'échantillon : K109-2782

Diamètre (mm): 18

Longueur (mm) : 13.6

Faciès d'altération : altération hydrothermale à illite

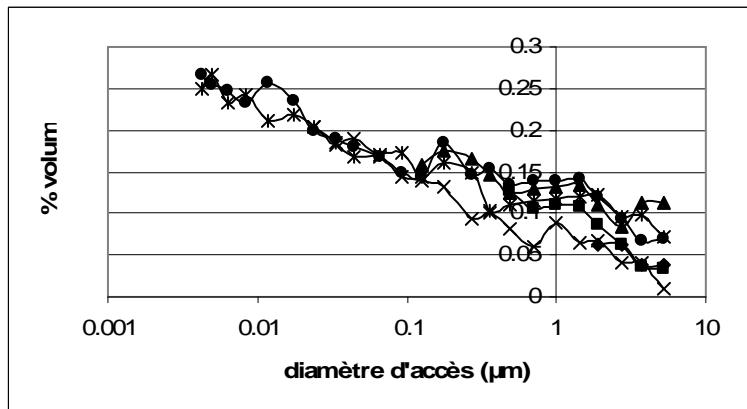
Perméabilité (m^2): 1.82×10^{-15}



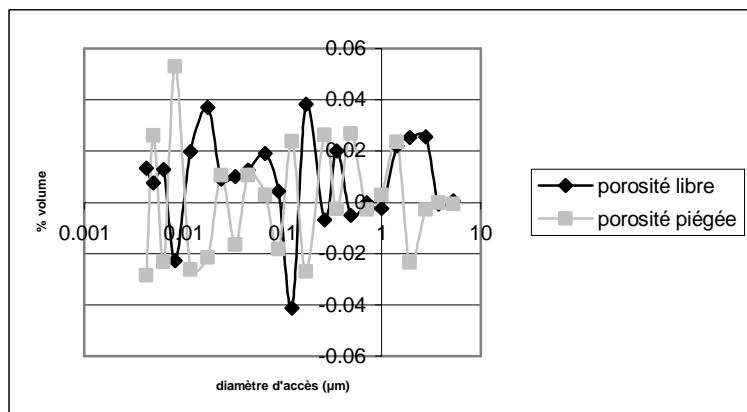
Surface spécifique (m^2/m^3) : 1.65×10^6

Porosité (% volume) : 0.27

Phases d'injection de mercure :



Injection incrémentale dans la porosité libre et la porosité piégée :



N° de mesure : 11

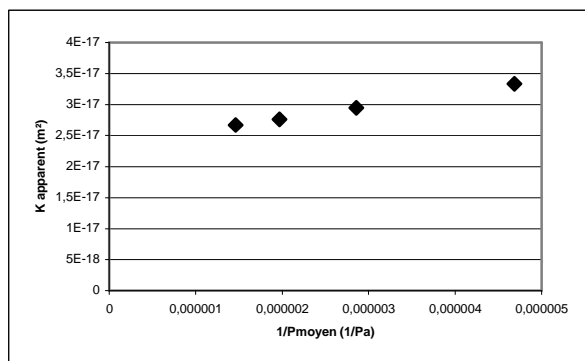
Nom de l'échantillon : K117-2900

Diamètre (mm): 18

Longueur (mm) : 15.1

Faciès d'altération : sain

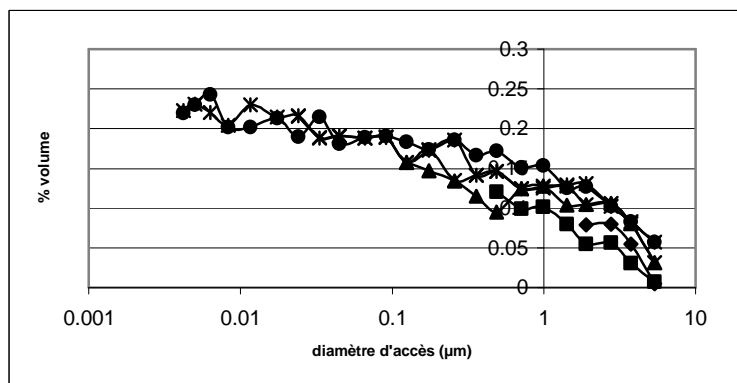
Perméabilité (m^2): 2.36×10^{-17}



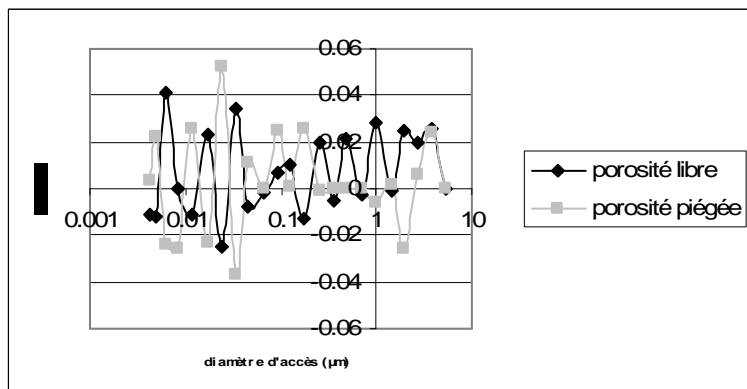
Surface spécifique (m^2/m^3) : 1.70×10^6

Porosité (% volume) : 0.22

Phases d'injection de mercure :



Injection incrémentale dans la porosité libre et la porosité piégée :



N° de mesure : 12

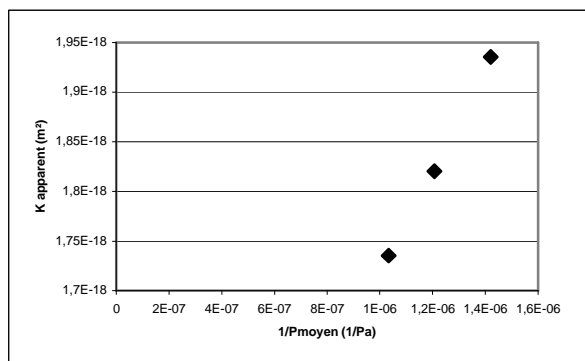
Nom de l'échantillon : K138-3318

Diamètre (mm): 18

Longueur (mm) : 15.7

Faciès d'altération : altération hydrothermale à illite

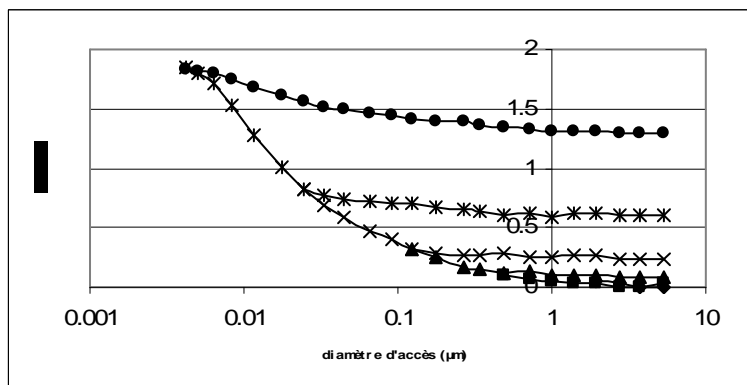
Perméabilité (m^2): 1.20×10^{-18}



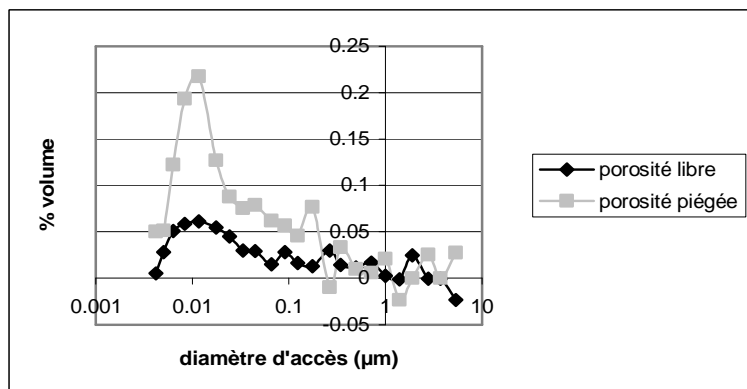
Surface spécifique (m^2/m^3) : 2.51×10^6

Porosité (% volume) : 1.82

Phases d'injection de mercure :



Injection incrémentale dans la porosité libre et la porosité piégée :



N° de mesure : 13

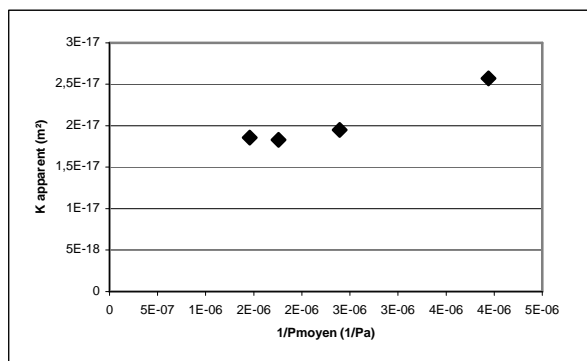
Nom de l'échantillon : K138-3318

Diamètre (mm): 18

Longueur (mm) : 15.6

Faciès d'altération : altération hydrothermale à illite

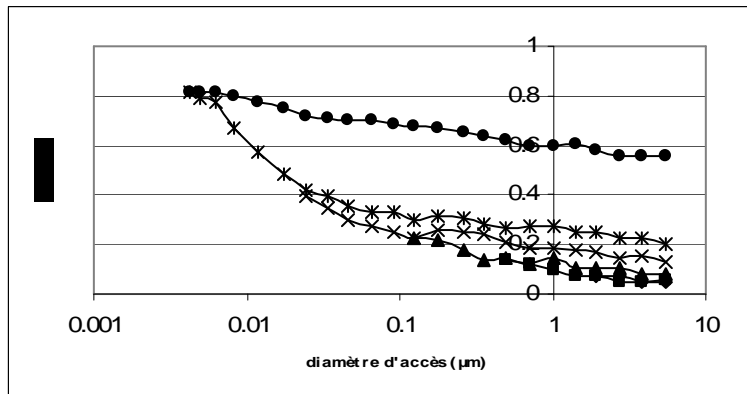
Perméabilité (m^2): 1.32×10^{-17}



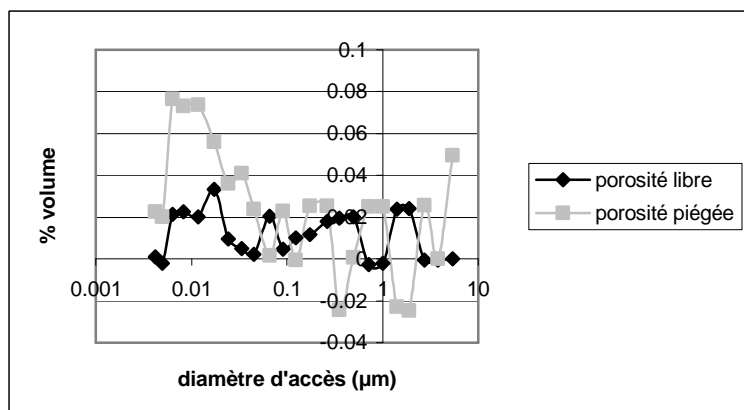
Surface spécifique (m^2/m^3) : 2.90×10^5

Porosité (% volume) : 0.82

Phases d'injection de mercure :



Injection incrémentale dans la porosité libre et la porosité piégée :



N° de mesure : 14

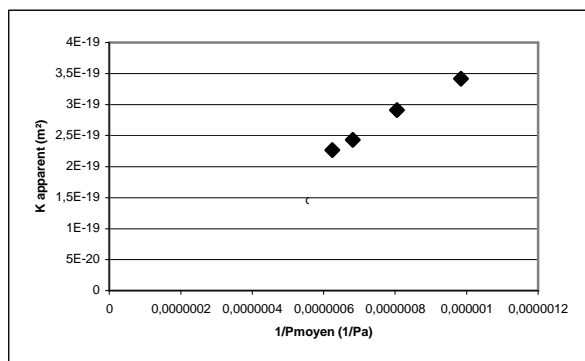
Nom de l'échantillon : K150-3645

Diamètre (mm): 18

Longueur (mm) : 16.1

Faciès d'altération : altération hydrothermale à illite

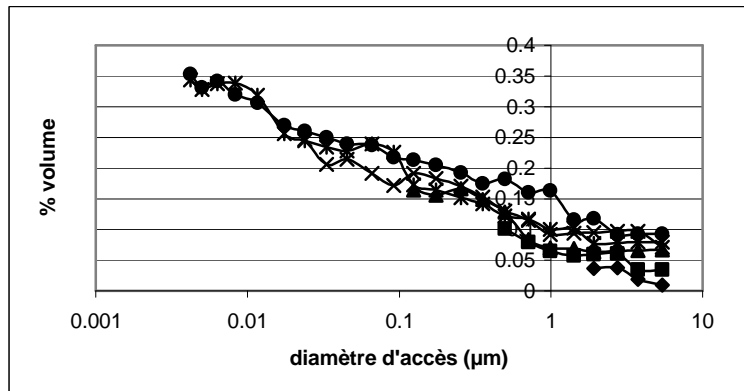
Perméabilité (m^2): 2.44×10^{-20}



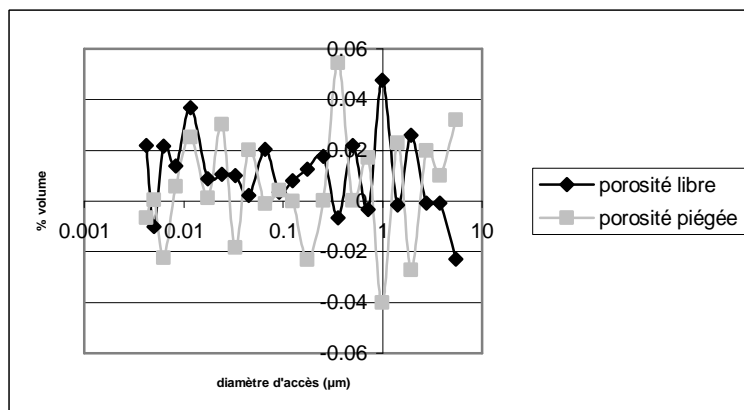
Surface spécifique (m^2/m^3) : 2.00×10^6

Porosité (% volume) : 0.35

Phases d'injection de mercure :



Injection incrémentale dans la porosité libre et la porosité piégée :



N° de mesure : 15

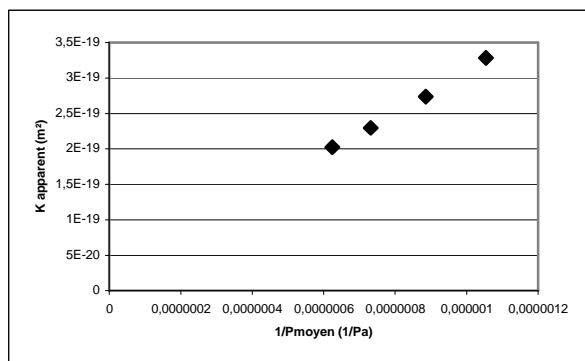
Nom de l'échantillon : K177-4329

Diamètre (mm): 18

Longueur (mm) : 15.1

Faciès d'altération : altération hydrothermale cataclasée silicifiée

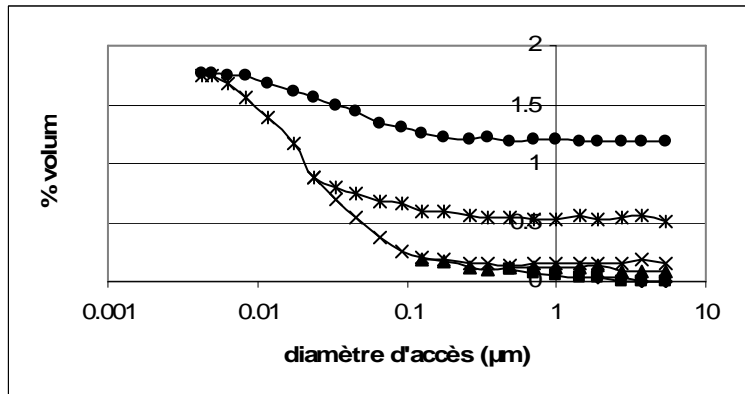
Perméabilité (m^2): 1.63×10^{-20}



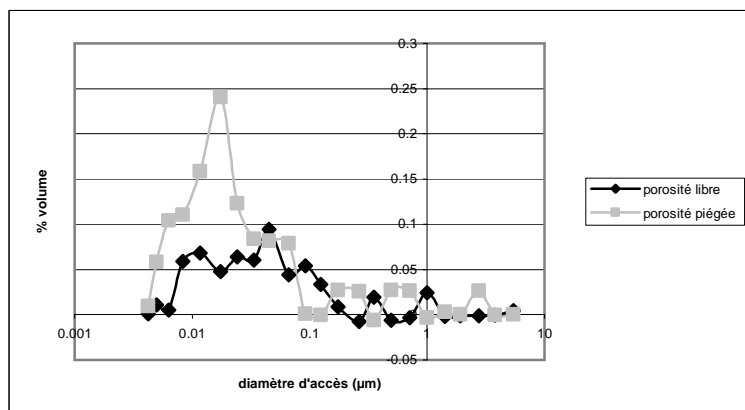
Surface spécifique (m^2/m^3) : 1.49×10^6

Porosité (% volume) : 1.75

Phases d'injection de mercure :



Injection incrémentale dans la porosité libre et la porosité piégée :



N° de mesure : 16

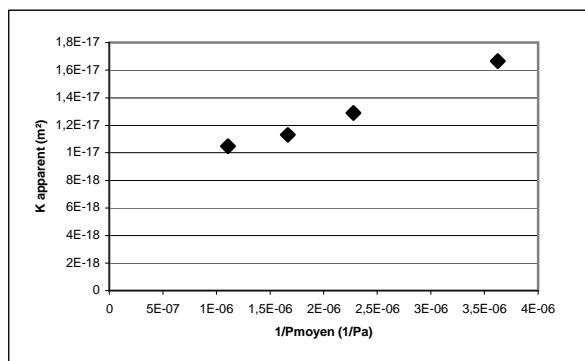
Nom de l'échantillon : K193

Diamètre (mm): 18

Longueur (mm) : 14.9

Faciès d'altération : altération hydrothermale à illite

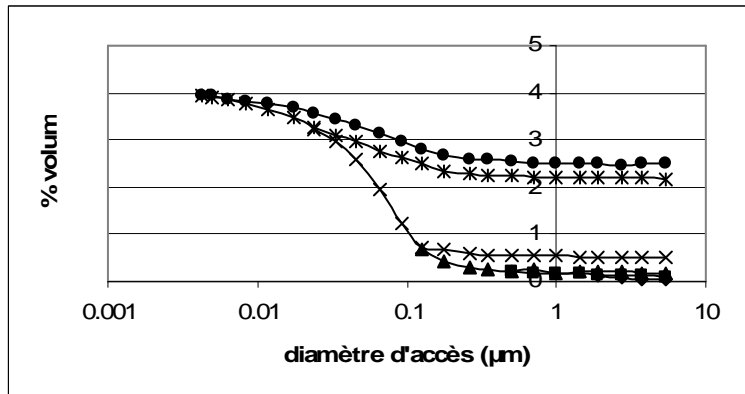
Perméabilité (m^2): 7.37×10^{-18}



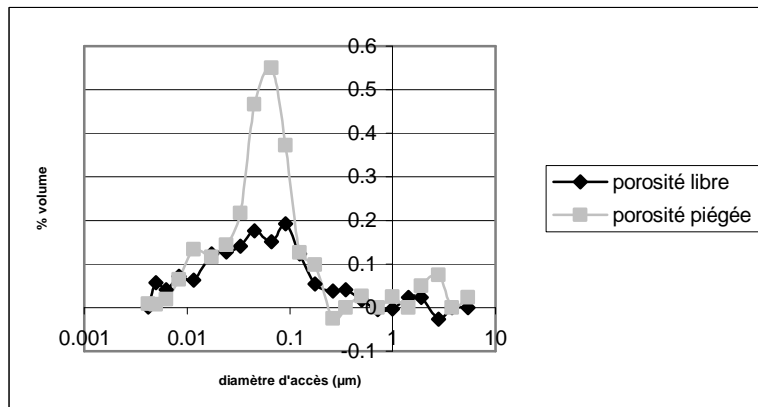
Surface spécifique (m^2/m^3) : 4.26×10^6

Porosité (% volume) : 3.92

Phases d'injection de mercure :



Injection incrémentale dans la porosité libre et la porosité piégée :



N° de mesure : 17

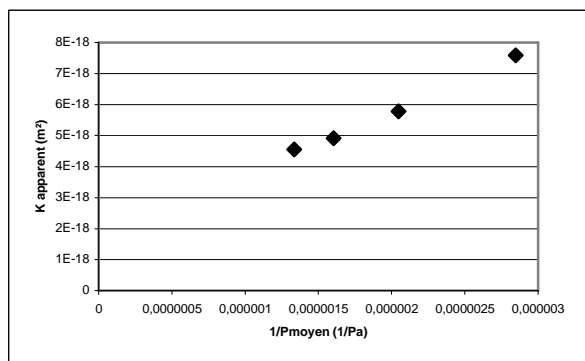
Nom de l'échantillon : K193

Diamètre (mm): 18

Longueur (mm) : 14.4

Faciès d'altération : altération hydrothermale à illite

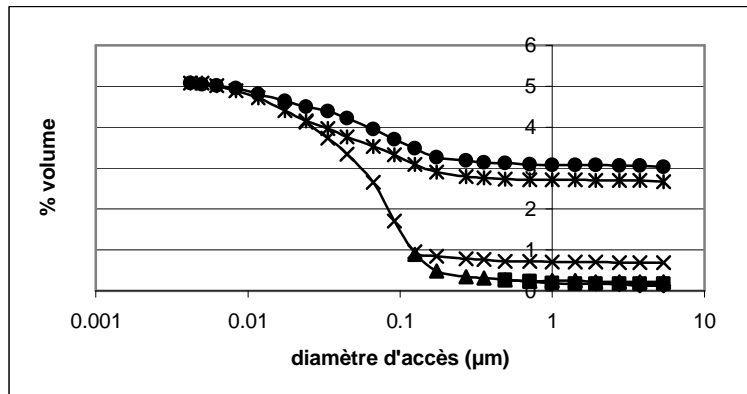
Perméabilité (m^2): 1.70×10^{-18}



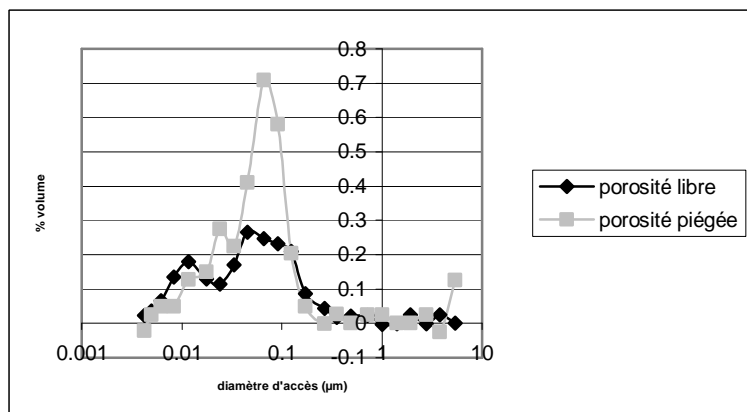
Surface spécifique (m^2/m^3) : 5.74×10^6

Porosité (% volume) : 5.07

Phases d'injection de mercure :



Injection incrémentale dans la porosité libre et la porosité piégée :



N° de mesure : 18

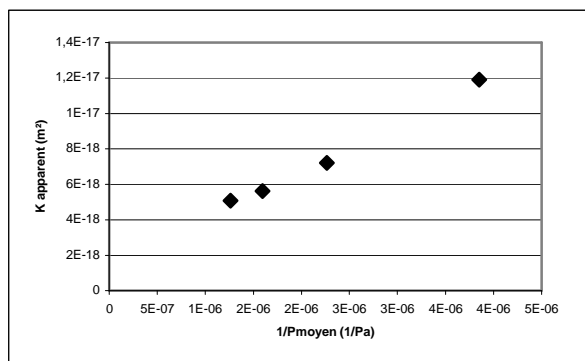
Nom de l'échantillon : K195-4774

Diamètre (mm): 18

Longueur (mm) : 14.4

Faciès d'altération : altération hydrothermale à illite

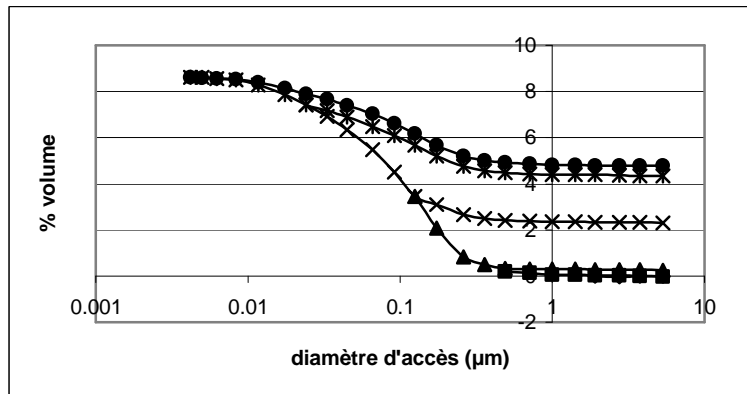
Perméabilité (m^2): 1.44×10^{-18}



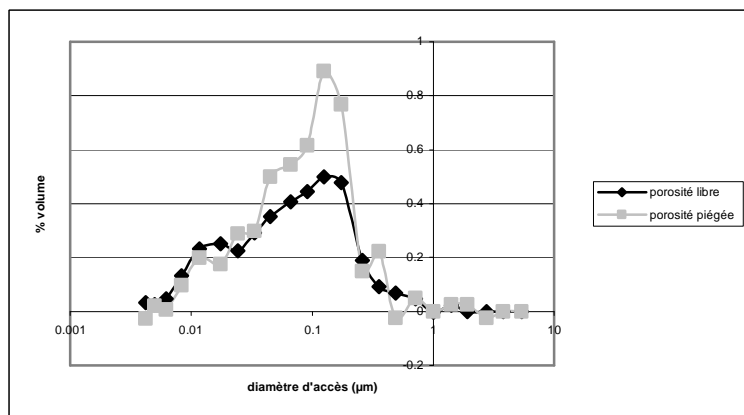
Surface spécifique (m^2/m^3) : 7.07×10^6

Porosité (% volume) : 8.62

Phases d'injection de mercure :



Injection incrémentale dans la porosité libre et la porosité piégée :



N° de mesure : 19

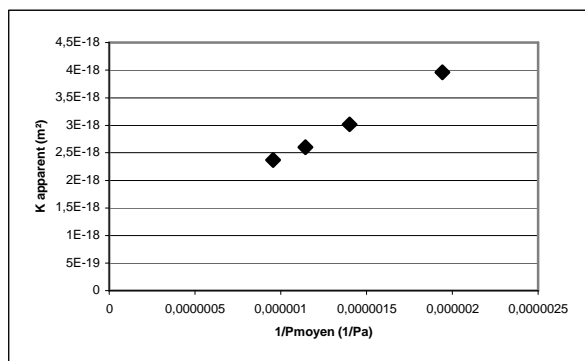
Nom de l'échantillon : K195-4774

Diamètre (mm): 18

Longueur (mm) : 16.0

Faciès d'altération : altération hydrothermale à illite

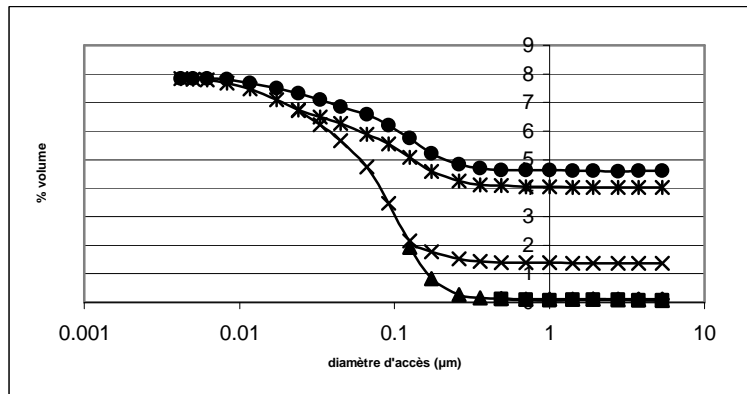
Perméabilité (m^2): 7.59×10^{-19}



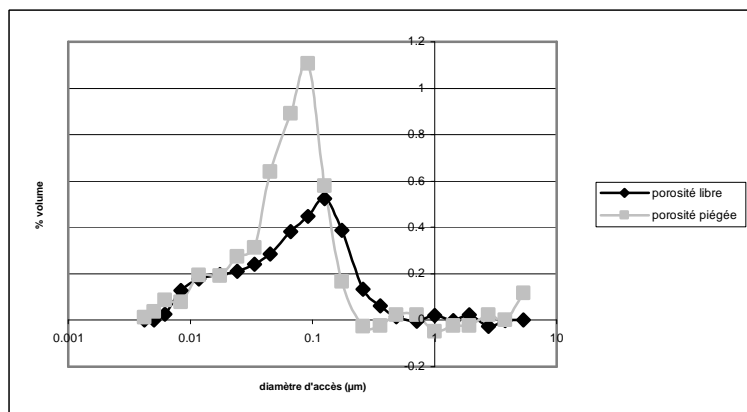
Surface spécifique (m^2/m^3) : 1.01×10^7

Porosité (% volume) : 7.83

Phases d'injection de mercure :



Injection incrémentale dans la porosité libre et la porosité piégée :



N° de mesure : 20

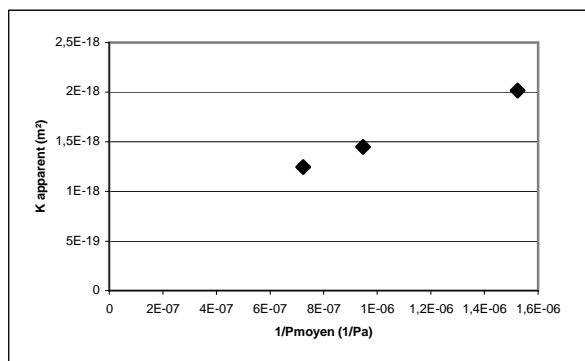
Nom de l'échantillon : K195-4774

Diamètre (mm): 18

Longueur (mm) : 14.3

Faciès d'altération : altération hydrothermale à illite

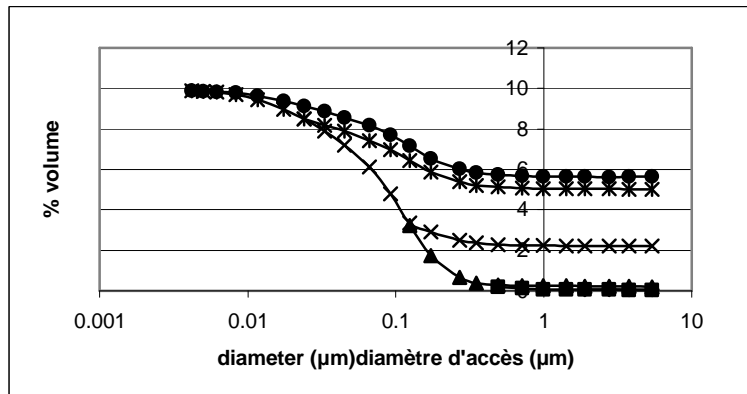
Perméabilité (m^2): 5.38×10^{-19}



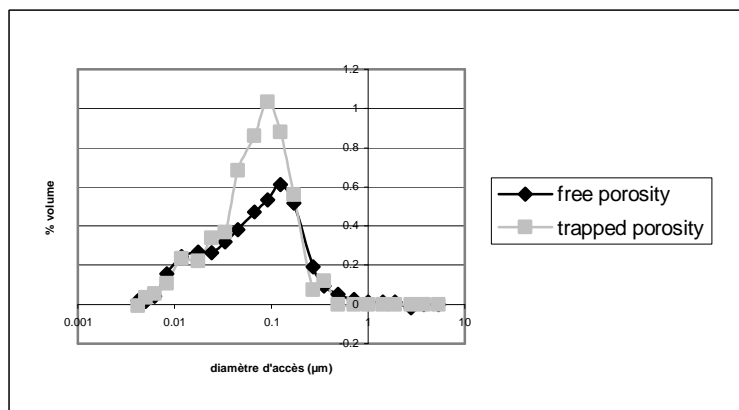
Surface spécifique (m^2/m^3) : 8.46×10^6

Porosité (% volume) : 9.87

Phases d'injection de mercure :



Injection incrémentale dans la porosité libre et la porosité piégée :



Annexe 3

Mesures de conductivité thermique réalisées par TCS (Thermal Conductivity Scanner)
sur 20 échantillons du granite de Soultz-sous-Forêts provenant du forage EPS1.


Nom : K74-2016

dimensions: 85 x 78 mm

 Feldspath potassique

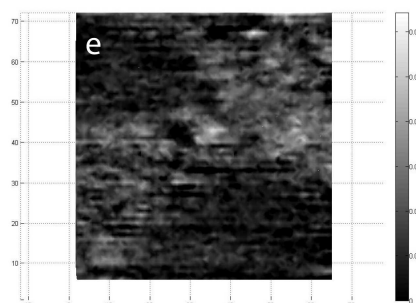
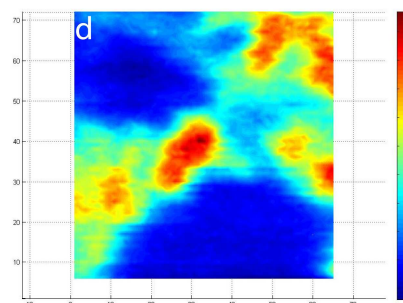
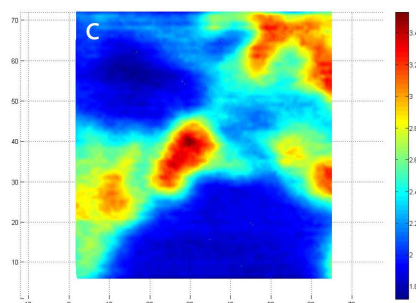
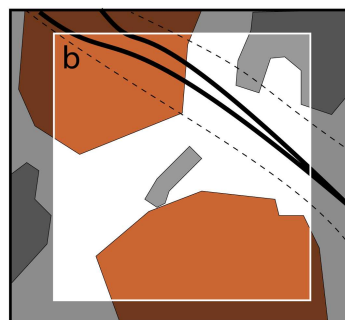
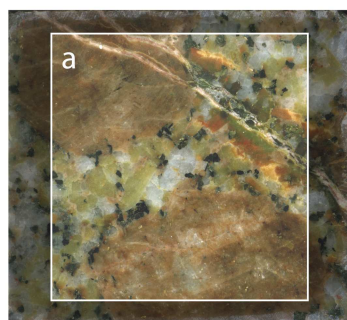
 Quartz

 Faille / fracture

 Limite de la zone endommagée

 Faille à cimentation quartzreuse

Nombre de points de mesure	Conductivité thermique moyenne de l'échantillon sec	Conductivité thermique moyenne de l'échantillon saturé
4422	2.31	2.40



(a) photo de l'échantillon et délimitation de la zone scannée, (b) schéma minéralogique et structural, (c) carte de conductivité thermique de l'échantillon sec, (d) carte de conductivité thermique de l'échantillon saturé, (e) carte de densité de porosité.


Nom : K81-2191a(1)

dimensions: 325 x 79 mm

 Feldspath potassique

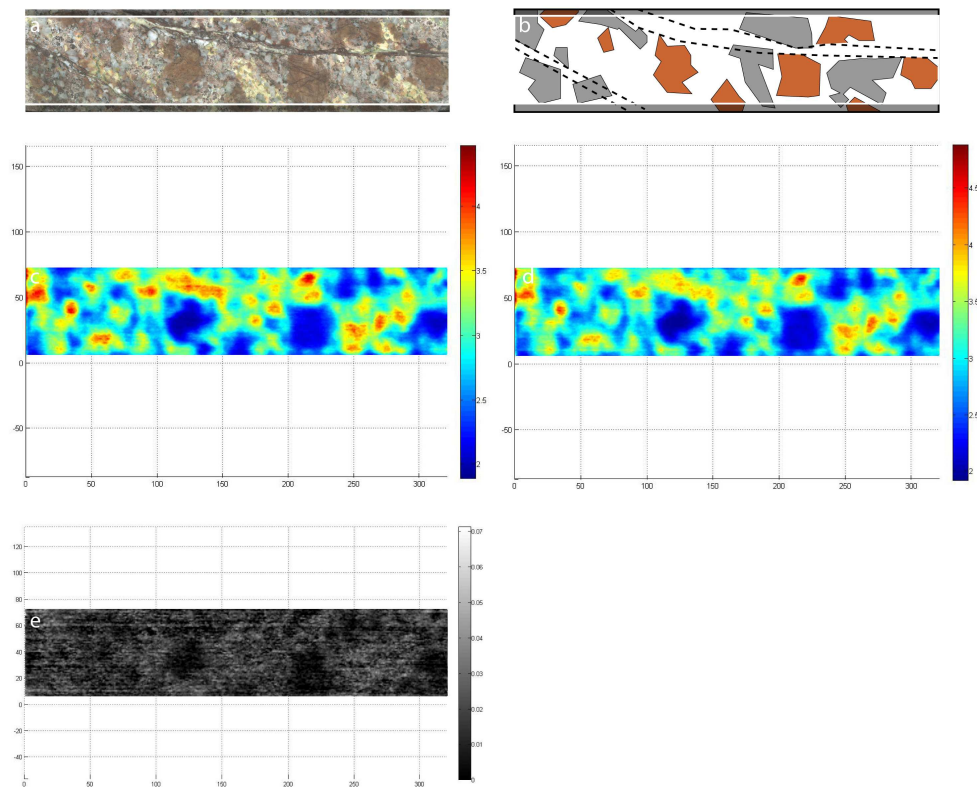
 Quartz

 Faille / fracture

 Limite de la zone endommagée

 Faille à cimentation quartzreuse

Nombre de points de mesure	Conductivité thermique moyenne de l'échantillon sec	Conductivité thermique moyenne de l'échantillon saturé
21507	2.90	3.02



(a) photo de l'échantillon et délimitation de la zone scannée, (b) schéma minéralogique et structural, (c) carte de conductivité thermique de l'échantillon sec, (d) carte de conductivité thermique de l'échantillon saturé, (e) carte de densité de porosité.


Nom : K81-2191a(2)

dimensions: 325 x 79 mm

 Feldspath potassique

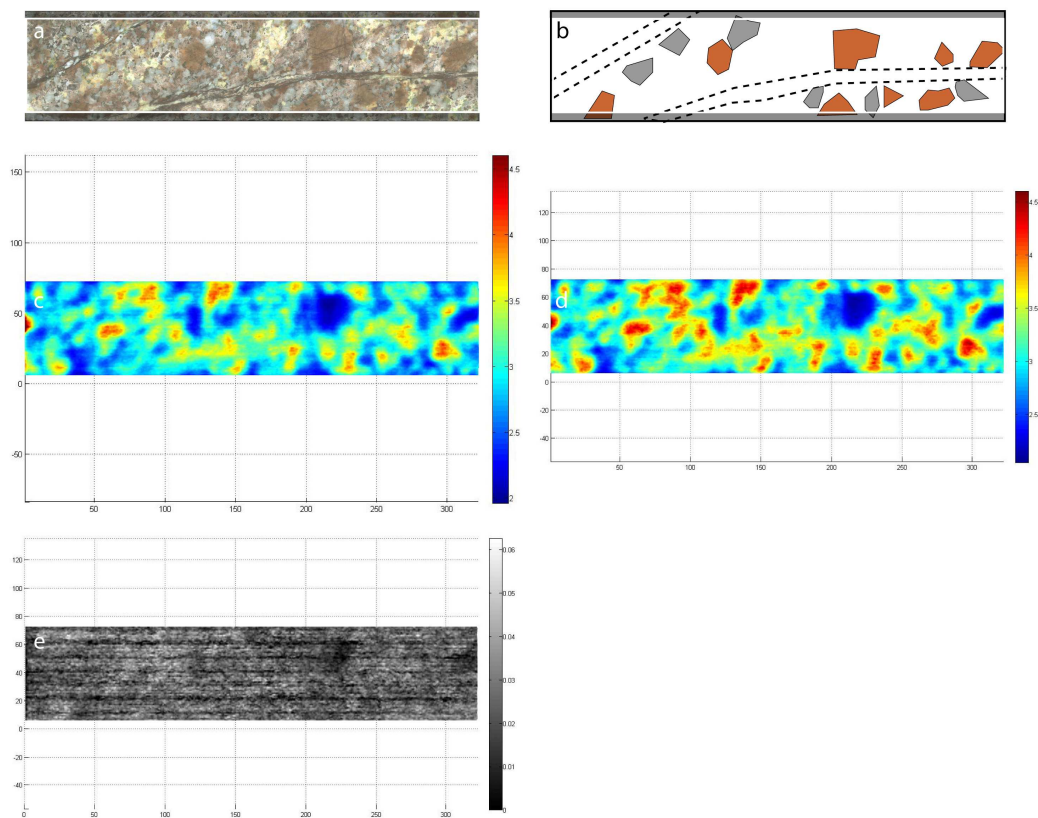
 Quartz

 Faille / fracture

 Limite de la zone endommagée

 Faille à cimentation quartzreuse

Nombre de points de mesure	Conductivité thermique moyenne de l'échantillon sec	Conductivité thermique moyenne de l'échantillon saturé
21574	2.96	3.18



(a) photo de l'échantillon et délimitation de la zone scannée, (b) schéma minéralogique et structural, (c) carte de conductivité thermique de l'échantillon sec, (d) carte de conductivité thermique de l'échantillon saturé, (e) carte de densité de porosité.


Nom : K81-2191b(1)


dimensions: 221 x 79 mm

 Feldspath potassique

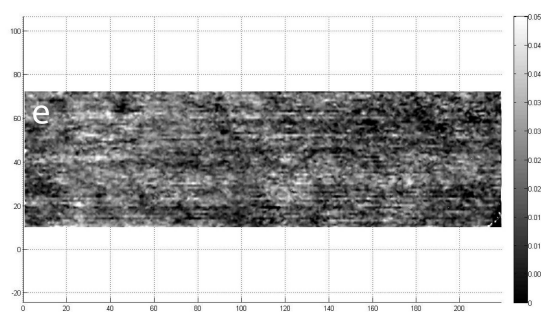
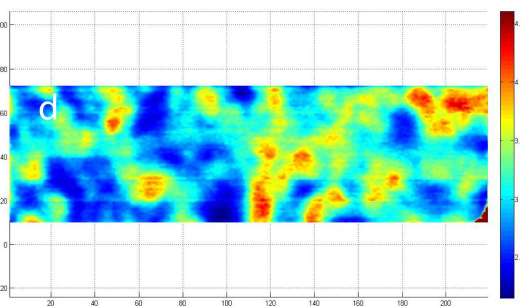
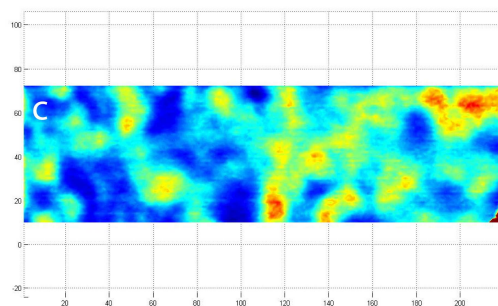
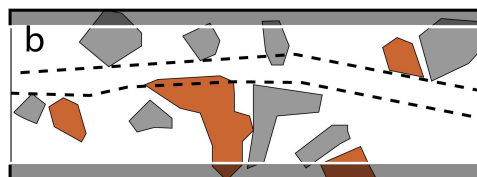
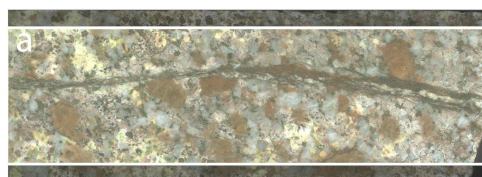
 Quartz

 Faille / fracture

 Limite de la zone endommagée

 Faille à cimentation quartzeuse

Nombre de points de mesure	Conductivité thermique moyenne de l'échantillon sec	Conductivité thermique moyenne de l'échantillon saturé
13797	2.93	3.11



(a) photo de l'échantillon et délimitation de la zone scannée, (b) schéma minéralogique et structural, (c) carte de conductivité thermique de l'échantillon sec, (d) carte de conductivité thermique de l'échantillon saturé, (e) carte de densité de porosité.


Nom : K81-2191b(2)

dimensions: 221 x 79 mm

 Feldspath potassique

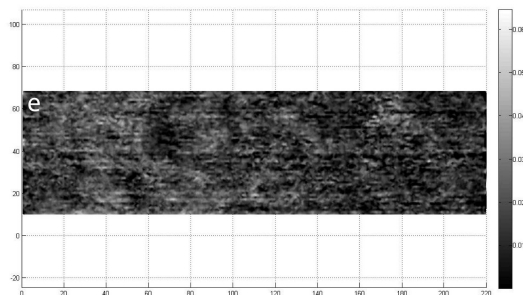
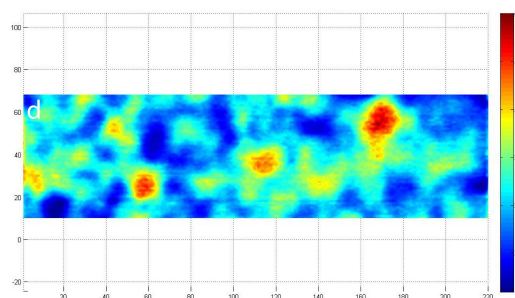
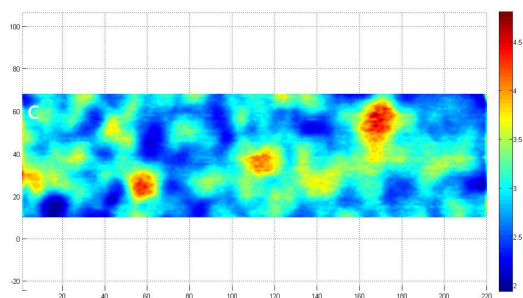
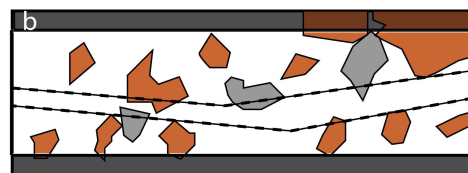
 Quartz

 Faille / fracture

 Limite de la zone endommagée

 Faille à cimentation quartzreuse

Nombre de points de mesure	Conductivité thermique moyenne de l'échantillon sec	Conductivité thermique moyenne de l'échantillon saturé
12980	2.96	3.10



(a) photo de l'échantillon et délimitation de la zone scannée, (b) schéma minéralogique et structural, (c) carte de conductivité thermique de l'échantillon sec, (d) carte de conductivité thermique de l'échantillon saturé, (e) carte de densité de porosité.


Nom : K81-2191c(1)

dimensions: 64 x 79 mm

 Feldspath potassique

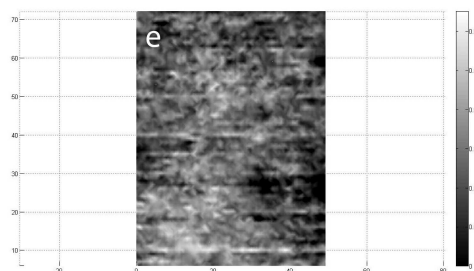
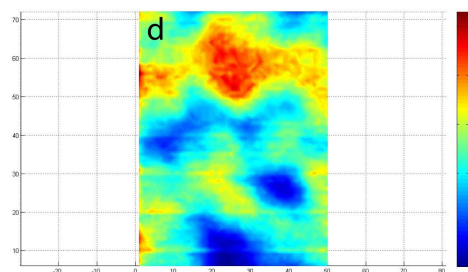
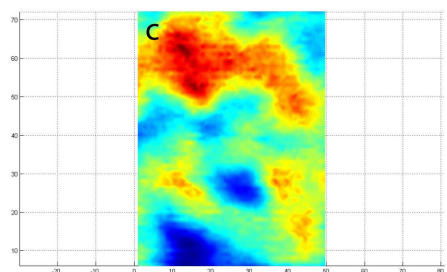
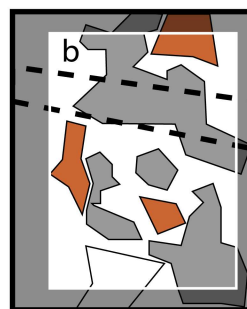
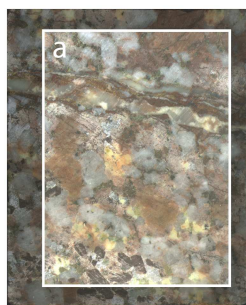
 Quartz

 Faille / fracture

 Limite de la zone endommagée

 Faille à cimentation quartzeuse

Nombre de points de mesure	Conductivité thermique moyenne de l'échantillon sec	Conductivité thermique moyenne de l'échantillon saturé
3600	2.95	3.21



(a) photo de l'échantillon et délimitation de la zone scannée, (b) schéma minéralogique et structural, (c) carte de conductivité thermique de l'échantillon sec, (d) carte de conductivité thermique de l'échantillon saturé, (e) carte de densité de porosité.


Nom : K81-2191c(2)

dimensions: 65 x 79 mm

 Feldspath potassique

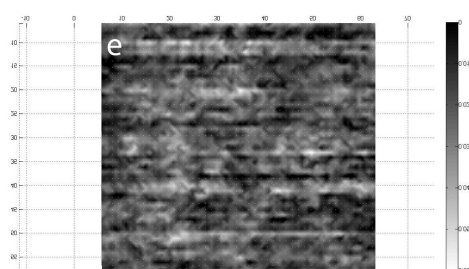
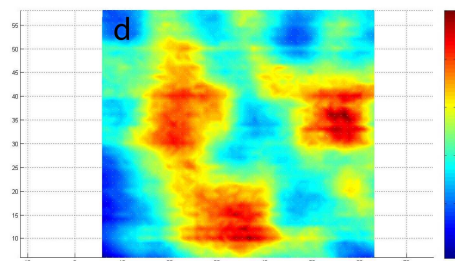
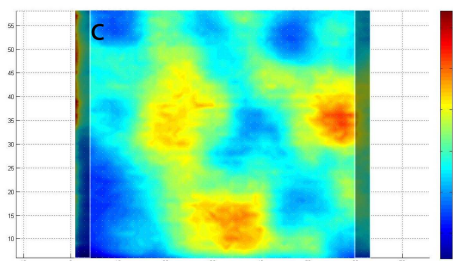
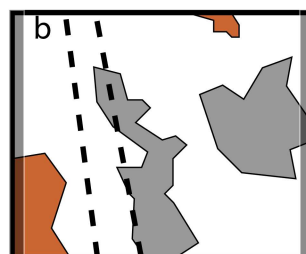
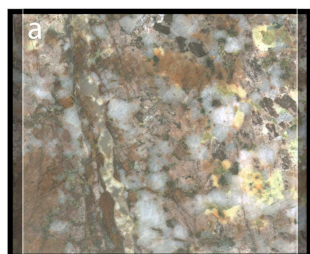
 Quartz

 Faille / fracture

 Limite de la zone endommagée

 Faille à cimentation quartzreuse

Nombre de points de mesure	Conductivité thermique moyenne de l'échantillon sec	Conductivité thermique moyenne de l'échantillon saturé
3600	2.96	3.20



(a) photo de l'échantillon et délimitation de la zone scannée, (b) schéma minéralogique et structural, (c) carte de conductivité thermique de l'échantillon sec, (d) carte de conductivité thermique de l'échantillon saturé, (e) carte de densité de porosité.


Nom : K81b(1)

dimensions: 105 x 79 mm

 Feldspath potassique

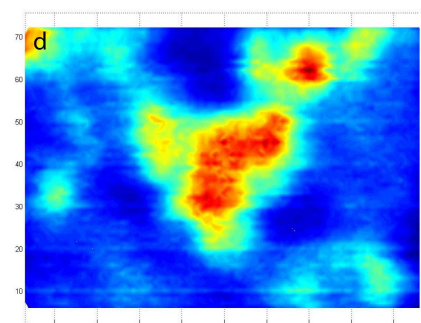
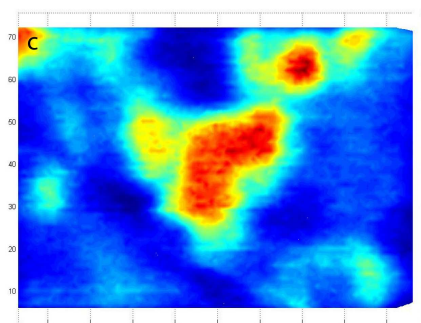
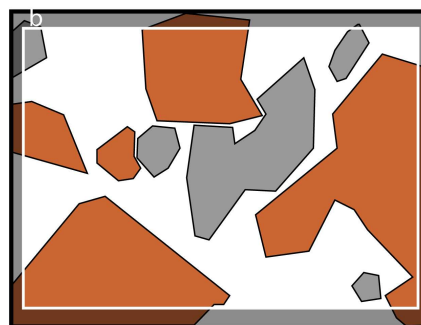
 Quartz

 Faille / fracture

 Limite de la zone endommagée

 Faille à cimentation quartzeuse

Nombre de points de mesure	Conductivité thermique moyenne de l'échantillon sec	Conductivité thermique moyenne de l'échantillon saturé
6300	2.60	2.72



(a) photo de l'échantillon et délimitation de la zone scannée, (b) schéma minéralogique et structural, (c) carte de conductivité thermique de l'échantillon sec, (d) carte de conductivité thermique de l'échantillon saturé, (e) carte de densité de porosité.


Nom : K88-2350

dimensions: 161 x 79 mm

 Feldspath potassique

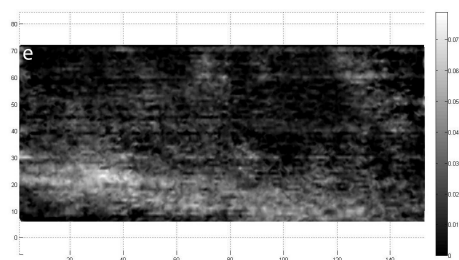
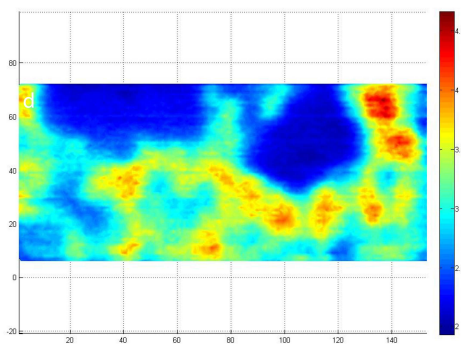
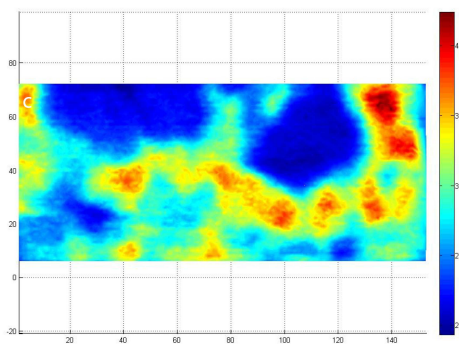
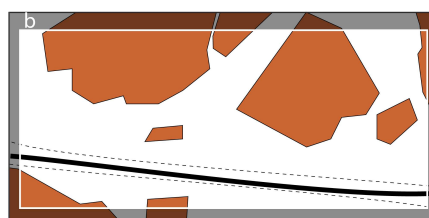
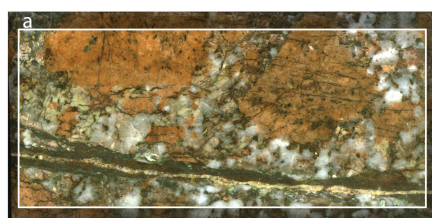
 Quartz

 Faille / fracture

 Limite de la zone endommagée

 Faille à cimentation quartzreuse

Nombre de points de mesure	Conductivité thermique moyenne de l'échantillon sec	Conductivité thermique moyenne de l'échantillon saturé
10050	2.81	2.94



(a) photo de l'échantillon et délimitation de la zone scannée, (b) schéma minéralogique et structural, (c) carte de conductivité thermique de l'échantillon sec, (d) carte de conductivité thermique de l'échantillon saturé, (e) carte de densité de porosité.


Nom : K109-2789(2)

dimensions: 53 x 79 mm

 Feldspath potassique

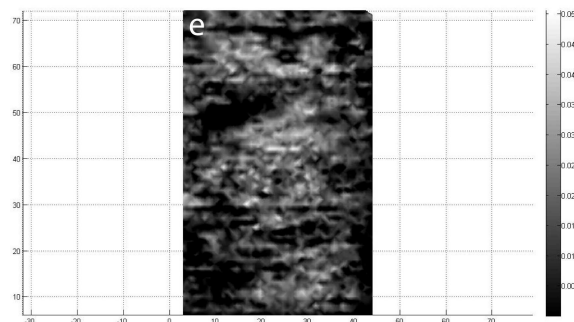
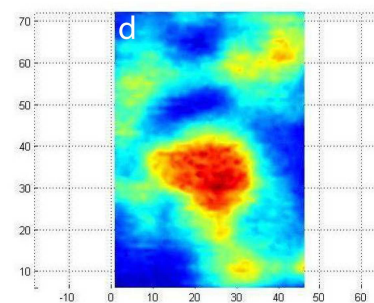
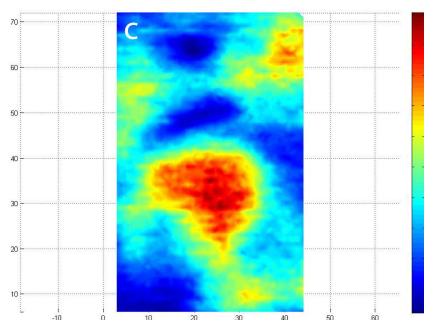
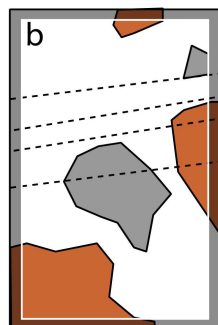
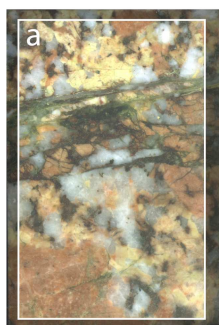
 Quartz

 Faille / fracture

 Limite de la zone endommagée

 Faille à cimentation quartzreuse

Nombre de points de mesure	Conductivité thermique moyenne de l'échantillon sec	Conductivité thermique moyenne de l'échantillon saturé
3100	3.02	3.11



(a) photo de l'échantillon et délimitation de la zone scannée, (b) schéma minéralogique et structural, (c) carte de conductivité thermique de l'échantillon sec, (d) carte de conductivité thermique de l'échantillon saturé, (e) carte de densité de porosité.


Nom : K117-2900

dimensions: 213 x 78 mm

 Feldspath potassique

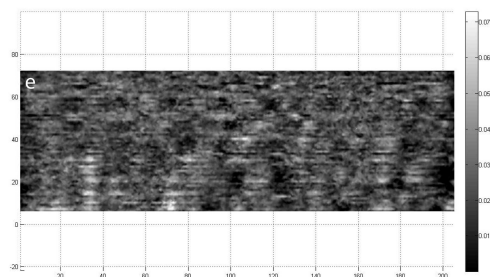
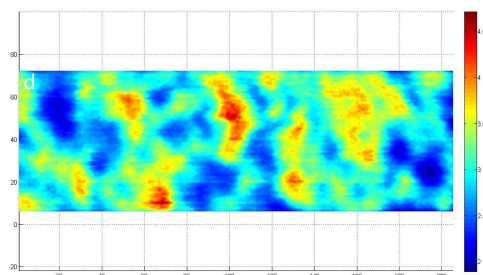
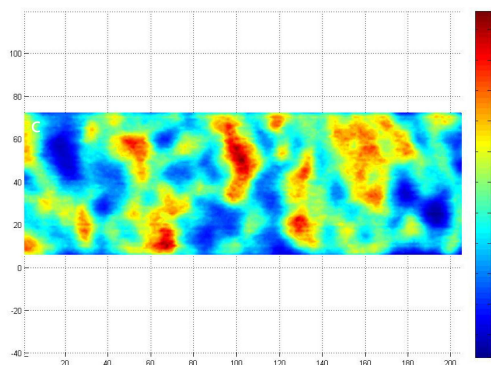
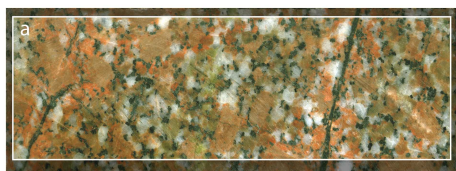
 Quartz

 Faille / fracture

 Limite de la zone endommagée

 Faille à cimentation quartzreuse

Nombre de points de mesure	Conductivité thermique moyenne de l'échantillon sec	Conductivité thermique moyenne de l'échantillon saturé
13800	2.84	3.03



(a) photo de l'échantillon et délimitation de la zone scannée, (b) schéma minéralogique et structural, (c) carte de conductivité thermique de l'échantillon sec, (d) carte de conductivité thermique de l'échantillon saturé, (e) carte de densité de porosité.


Nom : K134-3221

dimensions: 133 x 79 mm

 Feldspath potassique

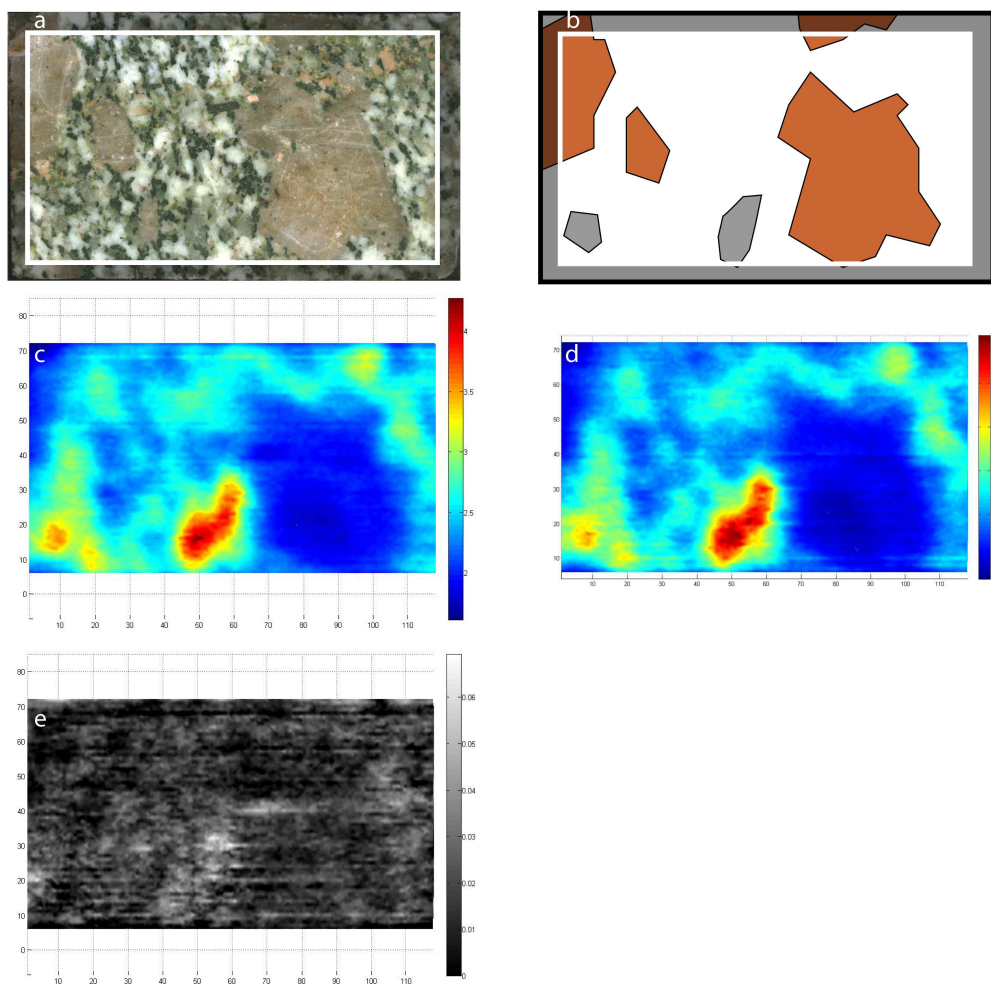
 Quartz

 Faille / fracture

 Limite de la zone endommagée

 Faille à cimentation quartzreuse

Nombre de points de mesure	Conductivité thermique moyenne de l'échantillon sec	Conductivité thermique moyenne de l'échantillon saturé
8000	2.44	2.57



(a) photo de l'échantillon et délimitation de la zone scannée, (b) schéma minéralogique et structural, (c) carte de conductivité thermique de l'échantillon sec, (d) carte de conductivité thermique de l'échantillon saturé, (e) carte de densité de porosité.


Nom : K165

dimensions: 184 x 57 mm

 Feldspath potassique

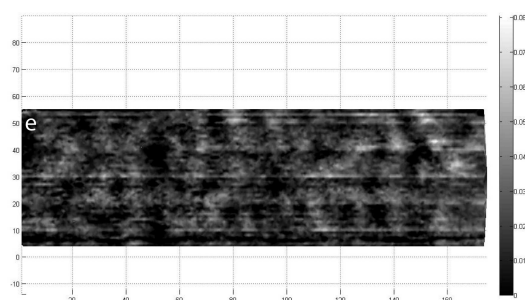
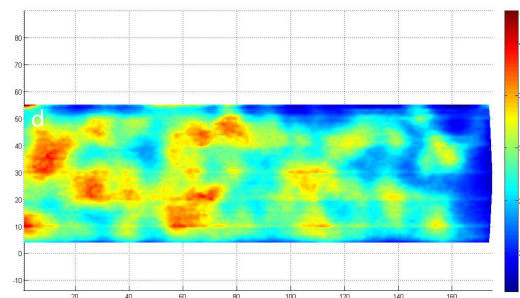
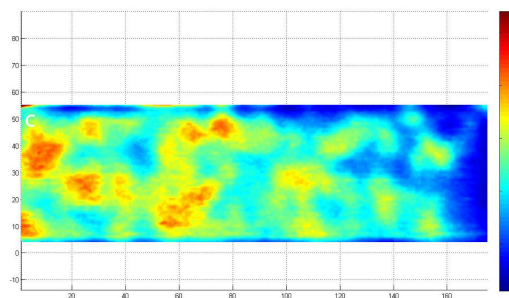
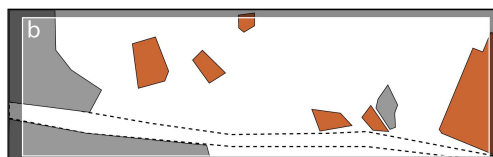
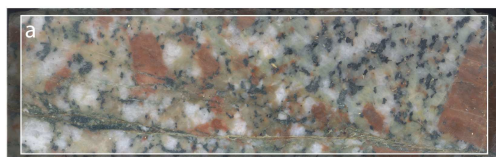
 Quartz

 Faille / fracture

 Limite de la zone endommagée

 Faille à cimentation quartzreuse

Nombre de points de mesure	Conductivité thermique moyenne de l'échantillon sec	Conductivité thermique moyenne de l'échantillon saturé
9100	2.67	2.82



(a) photo de l'échantillon et délimitation de la zone scannée, (b) schéma minéralogique et structural, (c) carte de conductivité thermique de l'échantillon sec, (d) carte de conductivité thermique de l'échantillon saturé, (e) carte de densité de porosité.


Nom : K191


dimensions: 175 x 57 mm

 Feldspath potassique

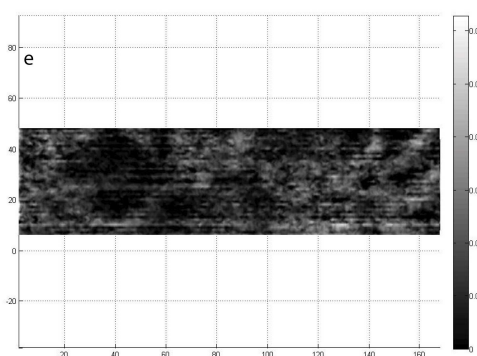
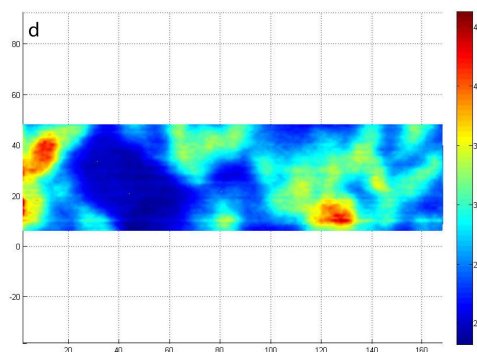
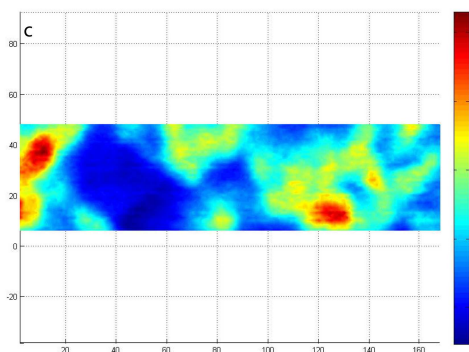
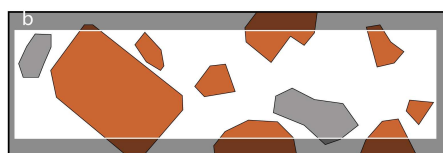
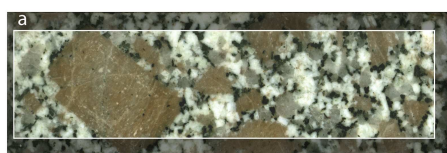
 Quartz

 Faille / fracture

 Limite de la zone endommagée

 Faille à cimentation quartzreuse

Nombre de points de mesure	Conductivité thermique moyenne de l'échantillon sec	Conductivité thermique moyenne de l'échantillon saturé
7100	2.59	2.68



(a) photo de l'échantillon et délimitation de la zone scannée, (b) schéma minéralogique et structural, (c) carte de conductivité thermique de l'échantillon sec, (d) carte de conductivité thermique de l'échantillon saturé, (e) carte de densité de porosité.


Nom : K193

dimensions: 63 x 57 mm

 Feldspath potassique

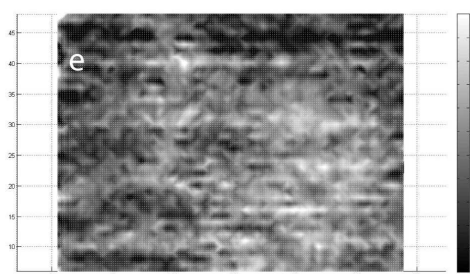
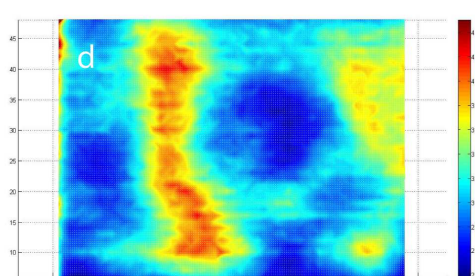
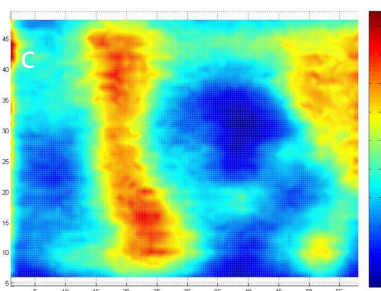
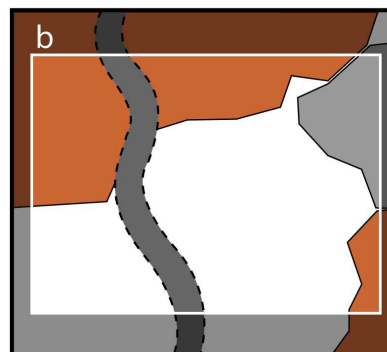
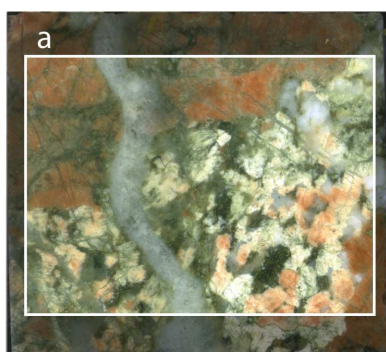
 Quartz

 Faille / fracture

 Limite de la zone endommagée

 Faille à cimentation quartzeuse

Nombre de points de mesure	Conductivité thermique moyenne de l'échantillon sec	Conductivité thermique moyenne de l'échantillon saturé
2550	3.00	3.20



(a) photo de l'échantillon et délimitation de la zone scannée, (b) schéma minéralogique et structural, (c) carte de conductivité thermique de l'échantillon sec, (d) carte de conductivité thermique de l'échantillon saturé, (e) carte de densité de porosité.


Nom : K195-4772

dimensions: 125 x 57 mm

 Feldspath potassique

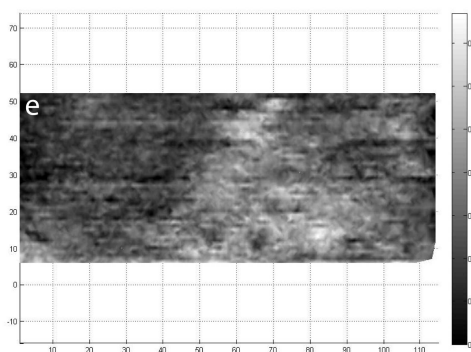
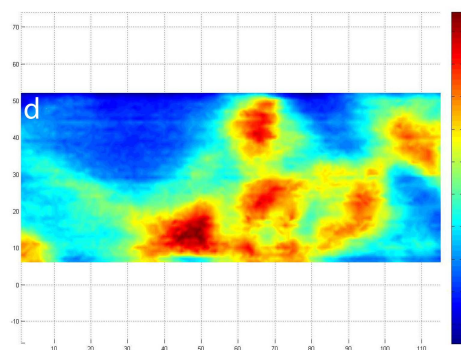
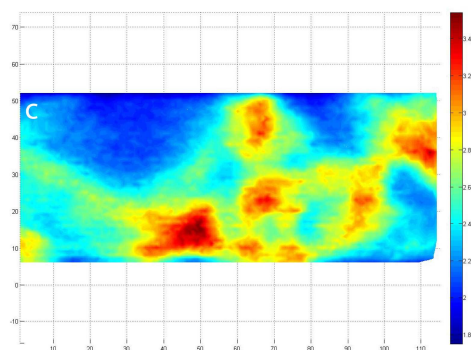
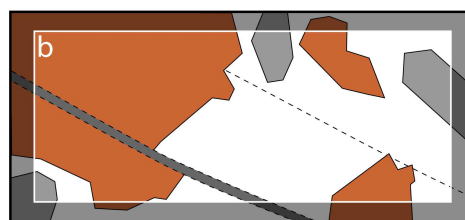
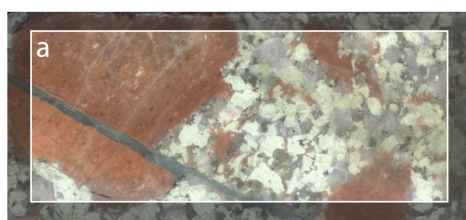
 Quartz

 Faille / fracture

 Limite de la zone endommagée

 Faille à cimentation quartzreuse

Nombre de points de mesure	Conductivité thermique moyenne de l'échantillon sec	Conductivité thermique moyenne de l'échantillon saturé
5400	2.53	2.78



(a) photo de l'échantillon et délimitation de la zone scannée, (b) schéma minéralogique et structural, (c) carte de conductivité thermique de l'échantillon sec, (d) carte de conductivité thermique de l'échantillon saturé, (e) carte de densité de porosité.


Nom : K195-4774

dimensions: 52 x 54 mm

 Feldspath potassique

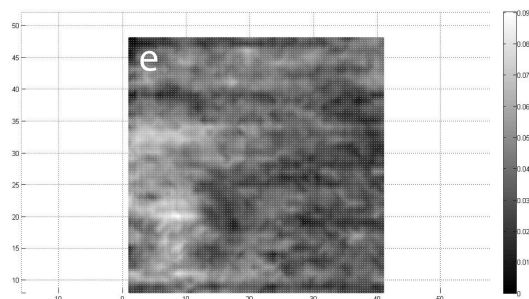
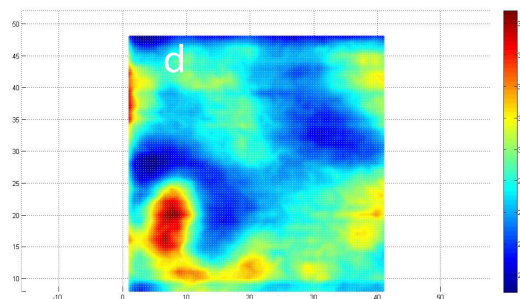
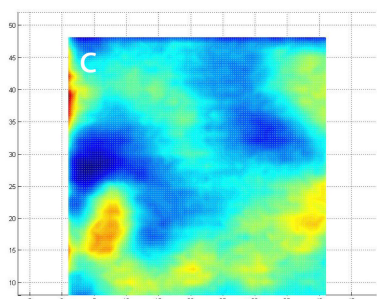
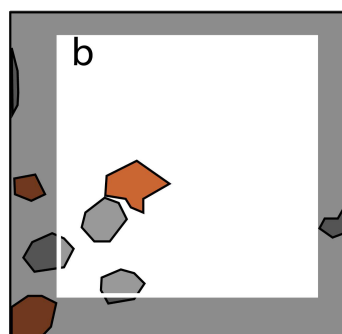
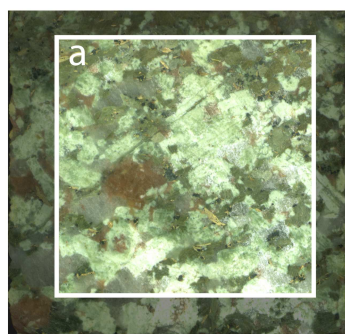
 Quartz

 Faille / fracture

 Limite de la zone endommagée

 Faille à cimentation quartzeuse

Nombre de points de mesure	Conductivité thermique moyenne de l'échantillon sec	Conductivité thermique moyenne de l'échantillon saturé
1950	2.48	2.77



(a) photo de l'échantillon et délimitation de la zone scannée, (b) schéma minéralogique et structural, (c) carte de conductivité thermique de l'échantillon sec, (d) carte de conductivité thermique de l'échantillon saturé, (e) carte de densité de porosité.


Nom : K195-4777

dimensions: 189 x 57 mm

 Feldspath potassique

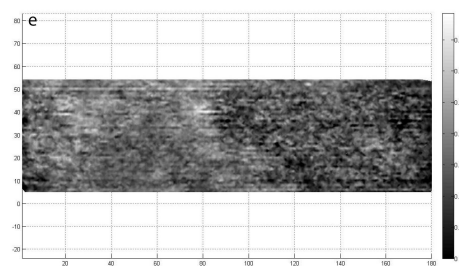
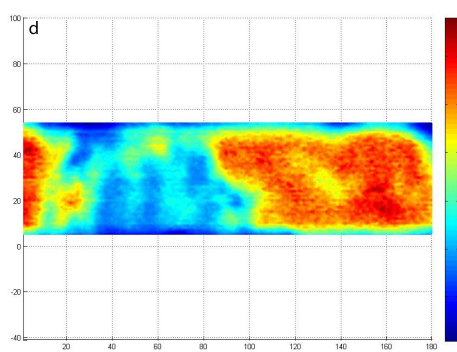
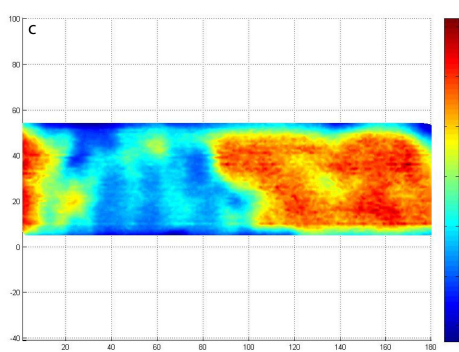
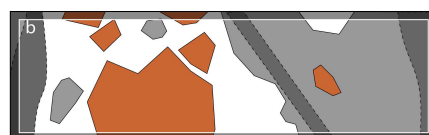
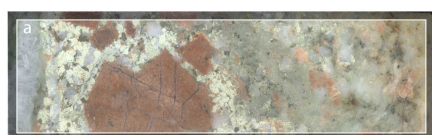
 Quartz

 Faille / fracture

 Limite de la zone endommagée

 Faille à cimentation quartzeuse

Nombre de points de mesure	Conductivité thermique moyenne de l'échantillon sec	Conductivité thermique moyenne de l'échantillon saturé
9000	3.49	3.81



(a) photo de l'échantillon et délimitation de la zone scannée, (b) schéma minéralogique et structural, (c) carte de conductivité thermique de l'échantillon sec, (d) carte de conductivité thermique de l'échantillon saturé, (e) carte de densité de porosité.


Nom : K195-4782


dimensions: 47 x 57 mm

 Feldspath potassique

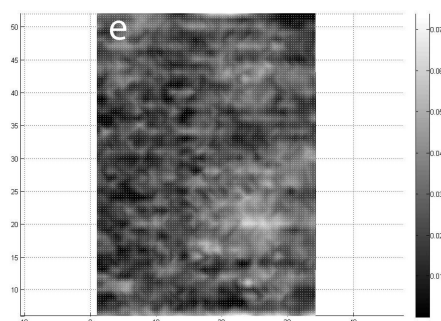
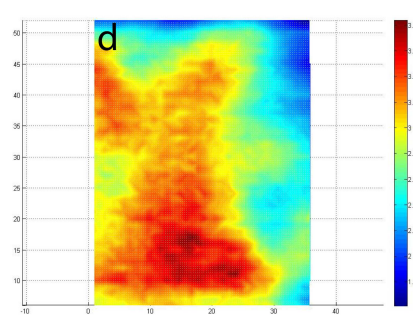
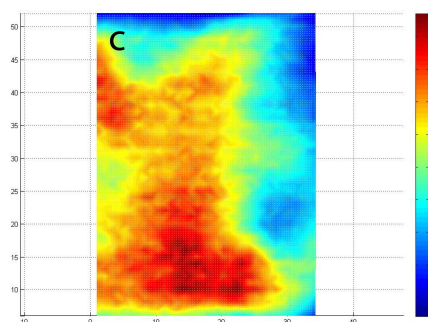
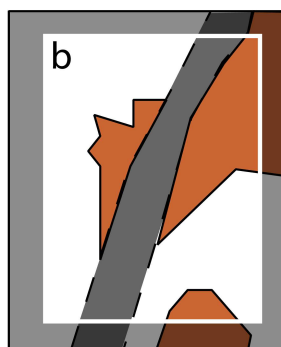
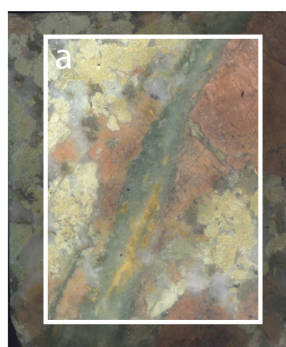
 Quartz

 Faille / fracture

 Limite de la zone endommagée

 Faille à cimentation quartzreuse

Nombre de points de mesure	Conductivité thermique moyenne de l'échantillon sec	Conductivité thermique moyenne de l'échantillon saturé
1700	2.77	2.94



(a) photo de l'échantillon et délimitation de la zone scannée, (b) schéma minéralogique et structural, (c) carte de conductivité thermique de l'échantillon sec, (d) carte de conductivité thermique de l'échantillon saturé, (e) carte de densité de porosité.


Nom : K207-5028

dimensions: 155 x 57 mm

 Feldspath potassique

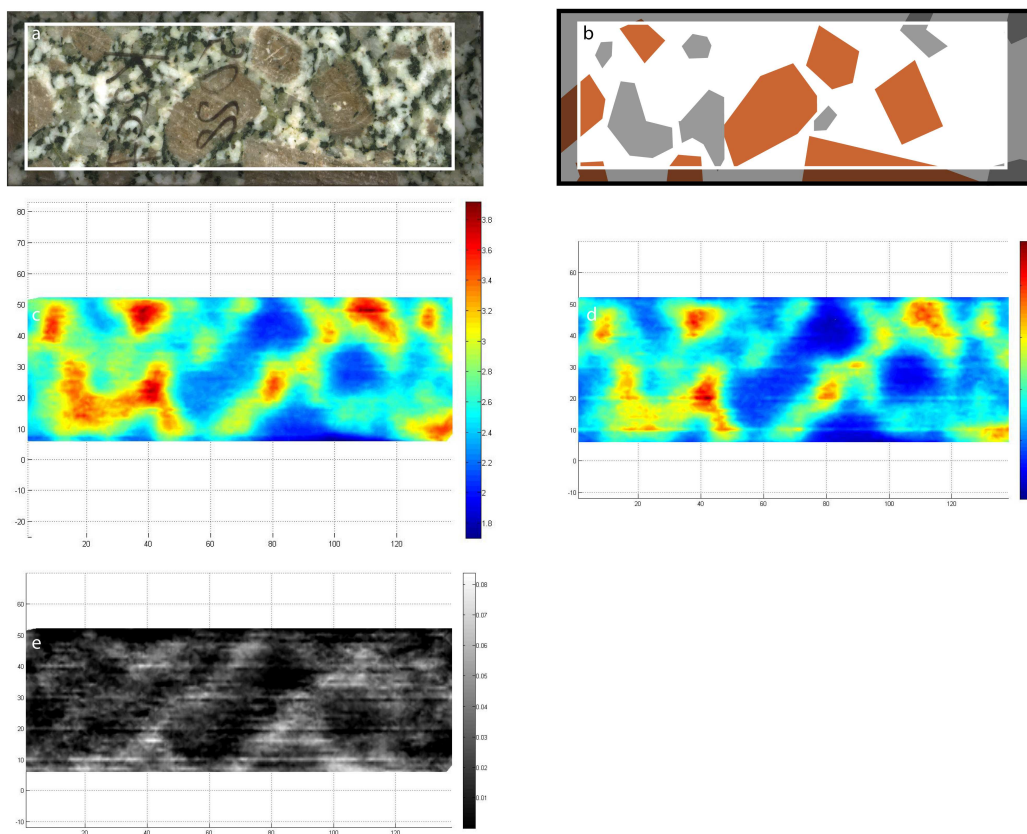
 Quartz

 Faille / fracture

 Limite de la zone endommagée

 Faille à cimentation quartzreuse

Nombre de points de mesure	Conductivité thermique moyenne de l'échantillon sec	Conductivité thermique moyenne de l'échantillon saturé
6450	2.69	2.86



(a) photo de l'échantillon et délimitation de la zone scannée, (b) schéma minéralogique et structural, (c) carte de conductivité thermique de l'échantillon sec, (d) carte de conductivité thermique de l'échantillon saturé, (e) carte de densité de porosité.

LISTE DES FIGURES

Fig. I.1	Répartition de la production énergétique mondiale en 2003 d'après l'IEA.	13
Fig. I.2	Principe de l'EGS - la stimulation hydraulique des failles et fractures existantes (source GEIE-EMC, http://www.soultz.net).	14
Fig. I.3	Schéma du site géothermique de Soultz-sous-Forêts.	16
Fig. II.1	Schéma du dispositif expérimental de mesure de porosité totale par saturation à l'eau (d'après Rousset-Tournier, 2001).	21
Fig. II.2	Schéma de la cellule utilisée pour la porosimétrie par injection de mercure.	23
Fig. II.3	Exemple d'isotherme d'adsorption ; (a) adsorption mono-moléculaire, (b) adsorption pluri-moléculaire, (c) condensation capillaire.	26
Fig. II.4	Les cinq types d'isotherme d'adsorption selon la classification de Brunauer et al. (1940).	26
Fig. II.5	Dispositif de mesure de la perméabilité.	30
Fig. II.6	Schéma du dispositif de mesure TCS.	34
Fig. II.7	Disposition des standards et de l'échantillon lors de la mesure de conductivité thermique ; schéma des profils de température.	35
Fig. II.8	Structures de base utilisées pour la reconstitution de la géométrie du réseau poreux à l'aide du modèle Pore-Cor.	37
Fig. II.9	Evolution des précipitations et du niveau d'eau dans un réservoir artificiel ; réponse de la pression fluide dans le barrage au fil de la construction (Alonso et al. 2005).	40
Fig. III.1	Modélisation du champ de température et circulation actuelles des fluides dans le fossé rhénan (d'après Le Carlier et al. 1993, modifié).	44
Fig. III.2	Profil de température des forages EPS1, GPK1 et GPK2 ; implication sur le gradient géothermique (d'après Pribnow et al. 1999, simplifié).	44

Fig. III.3	Orientation des fractures dans les forages de Soultz-sous-Forêts d'après les analyses de carottes et les imageries de puits.	45
Fig. III.4	Les différents faciès d'altération d'après les descriptions de Jacquemont (2002) et Surma (2003).	48
Fig. III.5	Répartition des faciès d'altération dans les zones de faille (d'après Jacquemont 2002).	49
Fig. III.6	Mise en relation du modèle de Caine et al. (1996) et des faciès d'altération ; exemple de la zone comprise entre -2154 et -2166 m (d'après Surma 2003).	50
Fig. IV.1	Les principales formes de courbes d'injection de mercure, en % du volume poreux total.	57
Fig. IV.2	Relation entre perméabilités calculées par le modèle et perméabilités mesurées.	60
Fig. IV.3	Rapport perméabilité calculée / perméabilité mesurée en fonction de la porosité.	60
Fig. IV.4	Cycle d'injection retrait permettant de discerner la porosité libre de la porosité piégée.	62
Fig. IV.5	La méthode de Reverberi(1966).	63
Fig. V.1	Impact de la méthode BET sur la perméabilité (et indirectement sur la structure du réseau poreux).	68
Fig. V.2	Forme des courbes d'injection incrémentale des échantillons du groupe 1.	69
Fig. V.3	Forme des courbes d'injection incrémentale des échantillons du groupe 2.	70
Fig. V.4	Forme des courbes d'injection incrémentale des échantillons du groupe 3.	70
Fig. V.5	Relation surface/volume pour les différents groupes d'échantillons.	71
Fig. V.6	Relation perméabilité/porosité, évolution avec l'altération.	73
Fig. V.7	Modèle de développement de la porosité.	75
Fig. V.8	Image MEB du groupe 3 montrant l'évolution de l'altération et le développement de porosité dans les plagioclases (Fk = feldspath potassique, Pl = plagioclase).	76
Fig. VI.1	Schéma structuraux des échantillons K191 (a), K74-2016 (b), K193 (c), K88-2350 (d) et K195-4772 (e).	84
Fig. VI.2	Cartes de conductivité thermique des échantillons K191 (a), K74-2016 (b), K193 (c), K88-2350 (d) et K195-4772 (e).	86
Fig. VI.3	Cartes de densité de porosité des échantillons K191 (a), K74-2016 (b), K193 (c), K88-2350 (d) et K195-4772 (e).	89

Fig. VII.1	Géométries des différents modèles de circulation.	94
Fig. VII.2	Les différentes grilles associées aux géométries testées ; (a) modèle 0, (b) modèle 1, (c) modèle 2, (d) modèle 3, (e) modèle 4, (f) modèle 5.	95
Fig. VII.3	Variation des conditions limites au sommet du puits d'injection, à l'entrée du modèle (-4500 m).	99
Fig. VII.4	Distribution des pressions après 30 jours d'injection ; (a) modèle 0, (b) modèle 1, (c) modèle 2, (d) modèle 3, (e) modèle 4, (f) modèle 5.	100
Fig. VII.5	Distribution des températures après 30 jours d'injection ; (a) modèle 0, (b) modèle 1, (c) modèle 2, (d) modèle 3, (e) modèle 4, (f) modèle 5.	102
Fig. VII.6	Distribution des températures après 60 jours d'injection ; (a) modèle 4, (b) modèle 5.	103
Fig. VII.7	Distribution des flux de chaleur après 60 jours d'injection ; (a) modèle 4, (b) modèle 5.	103
Fig. VII.8	Distribution des flux de chaleur après 30 jours d'injection ; (a) modèle 0, (b) modèle 1, (c) modèle 2, (d) modèle 3, (e) modèle 4, (f) modèle 5.	104
Fig. VII.9	Distribution des concentrations après 30 jours d'injection ; (a) modèle 0, (b) modèle 1, (c) modèle 2, (d) modèle 3, (e) modèle 4, (f) modèle 5.	105
Fig. VII.10	Distribution des concentrations après 60 jours d'injection ; (a) modèle 4, (b) modèle 5.	106
Fig. VII.11	Composante horizontale des transferts de fluide après 30 jours d'injection ; (a) modèle 0, (b) modèle 1, (c) modèle 2, (d) modèle 3, (e) modèle 4, (f) modèle 5.	107

LISTE DES TABLEAUX

Tab. II.1	Propriétés physique du diazote.	30
Tab. II.2	Structure du modèle Code_Bright ; Phases, composants et équations de contrôle.	39
Tab. III.1	Proportions volumiques relatives des minéraux du granite sain de Soultz-sous-Forêts (d'après Ledésert et al. 1996).	46
Tab. III.2	Les différentes carottes étudiées ; leur faciès ; les types de mesures réalisées.	51
Tab. IV.1	Pétrographie, structures et phases d'altération des différents faciès du granite de Soultz-sous-Forêts.	54
Tab. IV.2	Les différents échantillons étudiés, leur faciès et les remarques relatives à leur structure ou aux mesures.	55
Tab. IV.3	Porosité des échantillons de granite.	56
Tab. IV.4	Perméabilités mesurées sur les granites de Soultz-sous-Forêts.	56
Tab. IV.5	Perméabilités calculées pour chaque géométrie du modèle et valeurs réellement mesurées.	59
Tab. V.1	Pétrographie, structures et phases d'altération des différents granites échantillonnés	66
Tab. V.2	Mesures de perméabilité à l'azote, de surface spécifique, et de porosité sur les granites de Soultz-sous-forêts.	67

Tab. VI.1	Péetrographie, structures et phases d'altération des différents faciès du granite de Soultz-sous-Forêts.	80
Tab. VI.2	Liste des échantillons, faciès d'altération et remarques complémentaires.	81
Tab. VI.3	Valeur moyenne, médiane et écart type de conductivité thermique des échantillons sec et saturés.	82
Tab. VI.4	Valeurs moyennes de conductivité thermique de chaque faciès.	83
Tab. VI.5	Conductivités thermiques moyennes des principaux minéraux du granite (d'après Guéguen & Palciauskas 1992 ; Clauser & Huenges 1995)	83
Tab. VI.6	Gamme de porosité des principaux minéraux composant le granite de Soultz-sous-Forêts (d'après Surma 2003).....	87
Tab. VII.1	Distribution des porosités dans les différents éléments constituant les modèles	96
Tab. VII.2	Distribution des perméabilité dans les différents éléments constituant les modèles	97
Tab. VII.3	Valeurs de conductivité thermique retenues pour les différentes unités constituant les modèles.	97
Tab. VII.4	Estimation de la capacité calorifique des différents matériaux saturés du modèle en fonction de la porosité, à 25 °C et 0,101 MPa.	101

TABLE DES MATIERES

CHAPITRE I

INTRODUCTION.....	12
I.1 CADRE ENERGETIQUE ET ENVIRONNEMENTAL.....	12
I.1.1 Sources d'énergies non renouvelables.....	12
I.1.2 Sources d'énergies renouvelables.....	13
I.1.2.a Énergies de surface.....	13
I.1.2.b Géothermie.....	13
I.1.3 Production énergétique et objectifs.....	14
I.1.3.a A l'échelle mondiale.....	14
I.1.3.b A l'échelle européenne.....	15
I.2 EXPLOITATION MINIERE DE LA CHALEUR	15
I.2.1 Principe.....	15
I.2.2 Le site pilote de Soultz-sous-Forêts.....	16
I.2.2.a Historique.....	16
I.2.2.b Principaux résultats et situation actuelle.....	16
I.2.2.c Objectifs.....	17
I.3 PROBLEMATIQUE.....	17
I.3.1 Nécessité de la compréhension de la géométrie du réservoir	17
I.3.2 La zone de faille comme élément de base.....	18
I.4 DEMARCHE ADOPTEE	18
I.4.1 Approche pétrophysique.....	19
I.4.2 Approche numérique.....	19

CHAPITRE II

TECHNIQUES DE MESURE ET MODELES NUMERIQUES	20
II.1 POROSITE	20
II.1.1 Définition de la porosité	20
II.1.2 Porosité à l'eau.....	21
II.1.2.a Définition	21
II.1.2.b Protocole de mesure	21
II.1.3 Porosimétrie par injection de mercure	22
II.1.3.a Principe et appareillage	22
II.1.3.b Protocole de mesure	23
II.1.3.c Porosité libre, porosité piégée	24
II.1.3.d Variation de l'angle de contact.....	25
II.2 SURFACE SPECIFIQUE	25
II.2.1 Définition de la surface spécifique.....	25
II.2.2 Principe de mesure de la surface spécifique par la méthode BET.....	25
II.2.3 Protocole de mesure	28
II.3 PERMEABILITE	28
II.3.1 Définition de la perméabilité	28
II.3.2 Principe de mesure	29
II.3.2.a Loi de Darcy.....	29

II.3.2.b	Perméabilité au gaz et effet Klinkenberg	29
II.3.3	Dispositif et protocole de mesure.....	31
II.4	CONDUCTIVITE THERMIQUE	32
II.4.1	Définition de la conductivité thermique.....	32
II.4.2	Les techniques de mesure.....	34
II.4.3	Principe de la mesure par TCS.....	34
II.4.4	Protocole de mesure	35
II.4.5	Réalisation de cartes de conductivité thermique.....	36
II.4.6	Réalisation de cartes de densité de porosité.....	36
II.5	MICROSCOPIE ELECTRONIQUE A BALAYAGE	37
II.6	MODELES NUMERIQUES UTILISES.....	37
II.6.1	Modélisation de la structure microscopique du réseau poreux : Pore-Cor.....	38
II.6.1.a	Bases théoriques.....	38
II.6.1.b	Approche numérique, méthode de résolution et validation.....	39
II.6.2	Modélisation Thermo-Hydro-Mécanique: Code <i>Bright</i>	39
II.6.2.a	Bases théoriques.....	39
II.6.2.b	Approche numérique, méthode de résolution et validation.....	40
II.7	EXPLOITATION DES MESURES ET DES MODELES NUMERIQUES	41

CHAPITRE III

CADRE GEOLOGIQUE ET ECHANTILLONNAGE	44
III.1 CADRE GEOLOGIQUE SIMPLIFIE.....	44
III.2 LE GRANITE DE SOULTZ-SOUS-FORETS.....	46
III.2.1 Géologie structurale.....	46
III.2.2 Les faciès observés	47
III.2.2.a Le granite sain.....	47
III.2.2.b Le granite hydrothermalisé.....	48
III.2.2.c Le granite hydrothermalisé cataclaté	48
III.2.3 Les faciès remplacés dans la zone de faille.....	50
III.3 LE FORAGE EPS1 : ECHANTILLONNAGE.....	51

CHAPITRE IV

ESSAIS DE MODELISATION DE LA STRUCTURE MICROSCOPIQUE DU RESEAU POREUX.....		54
IV.1	CHOIX DES ECHANTILLONS.....	54
IV.2	MESURES REALISEES ET MODELE UTILISE.....	55
IV.3	RESULTAT ET DISCUSSION	57
IV.2.1	<i>Valeurs de porosité et de perméabilité</i>	57
IV.3.2	<i>Porosimétrie par injection de mercure</i>	58
IV.3.3	<i>Modélisation numérique</i>	59
IV.4	CONCLUSION ET OUVERTURES.....	62
IV.4.1	<i>Une géométrie globale adaptée</i>	62
IV.4.2	<i>Des données de porosité plus détaillées</i>	62
IV.4.2.a	Porosité libre et porosité piégée.....	63
IV.4.2.b	Distribution des vides dans la porosité libre : la méthode de Reverberi	64

CHAPITRE V

ETUDE DE L'EVOLUTION DE LA STRUCTURE MICROSCOPIQUE DU RESEAU POREUX AVEC L'ALTERATION DE LA MATRICE DE LA ZONE ENDOMMAGEE.		66
V.1	CHOIX DES ECHANTILLONS	66
V.2	MESURES REALISEES ET RESULTATS	67

V.3	IMPACT DES MESURES DE SURFACE SPECIFIQUE SUR LA GEOMETRIE DU RESEAU POREUX	69
V.4	INTERPRETATION ET DISCUSSION	69
V.4.1	<i>Regroupement des échantillons suivant le type de géométrie du réseau poreux.....</i>	70
V.4.2	<i>Relation surface/volume du réseau poreux</i>	72
V.4.3	<i>Relation perméabilité/porosité.....</i>	73
V.4.4	<i>Relations entre les différents groupes</i>	75
V.5	CONCLUSIONS.....	75

CHAPITRE VI

ETUDE DE LA STRUCTURE MACROSCOPIQUE DU RESEAU POREUX DANS UNE ZONE DE FAILLE..... 80

VI.1	CHOIX DES ECHANTILLONS.....	80
VI.2	MESURES REALISEES	82
VI.3	DISTRIBUTION DE LA CONDUCTIVITE THERMIQUE	83
VI.3.1	<i>Valeurs moyennes de conductivité thermique.....</i>	83
VI.3.2	<i>Relation entre minéralogie et conductivité thermique</i>	84
VI.3.3	<i>Relation entre structure et conductivité thermique.....</i>	86
VI.4	DISTRIBUTION DE LA POROSITE	88
VI.4.1	<i>Relation entre minéralogie et porosité.....</i>	88
VI.4.2	<i>Relation entre structure et porosité</i>	89
VI.4.2.a	<i>Les failles et fractures.....</i>	89
VI.4.2.b	<i>La zone endommagée.....</i>	91
VI.5	CONCLUSION	91

CHAPITRE VII

MODELISATION DES CIRCULATIONS FLUIDES DANS UNE ZONE DE FAILLE AVEC PRISE EN COMPTE DE LA ZONE ENDOMMAGEE..... 94

VII.1	APPROCHE.....	94
VII.2	CARACTERISTIQUES PHYSIQUES ET GEOMETRIQUES DES DIFFERENTS MODELES	94
VII.2.1	<i>Les géométries testées</i>	94
VII.2.2	<i>Distribution de la porosité.....</i>	97
VII.2.3	<i>Distribution de la perméabilité.....</i>	98
VII.2.4	<i>Distribution de la conductivité thermique</i>	98
VII.2.5	<i>Conditions initiales.....</i>	99
VII.2.6	<i>Conditions limites</i>	99
VII.3	RESULTATS	100
VII.3.1	<i>Distribution de la pression</i>	100
VII.3.2	<i>Distribution des températures</i>	102
VII.3.3	<i>Distribution des flux de chaleur</i>	104
VII.3.4	<i>Concentration totale en éléments dissous dans le fluide</i>	107
VII.3.5	<i>Déplacement de fluides.....</i>	109
VII.4	CONCLUSION.....	109

CHAPITRE VIII

CONCLUSIONS GENERALES..... 110

VIII.1	PETROPHYSIQUE, GEOLOGIE STRUCTURALE ET ALTERATION	110
VIII.2	EXPLOITATION MINIERE DE LA CHALEUR	112

BIBLIOGRAPHIE	114
----------------------------	------------

CHAPITRE IX

VALORISATION DES COMPETENCES	124
---	------------

IX.1 CADRE GENERAL ET ENJEU DE LA THESE	124
IX.2 DEROULEMENT, GESTION ET COUT DU PROJET	125
IX.2.1 Préparation et cadrage	125
IX.2.2 Conduite du projet	125
IX.2.3 Evaluation et prise en charge du coût du projet	126
IX.3 COMPETENCES, SAVOIR FAIRE, QUALITES PROFESSIONNELLES ET PERSONNELLES ILLUSTRÉES PAR DES EXEMPLES	128
IX.3.1 En première phase du projet : étude du contexte	128
IX.3.2 En deuxième phase : détermination des objectifs	128
IX.3.3 En pleine phase de projet : la production	129
IX.3.4 Ensuite : la communication	129
IX.4 RESULTATS, IMPACT DE LA THESE	130

<u>ANNEXES</u>	131
-----------------------------	------------

<u>Liste de figures</u>	195
--------------------------------------	------------

<u>Liste de tableaux</u>	199
---------------------------------------	------------

Résumé

Après une dernière phase de forage et de stimulation hydraulique, le site expérimental de Soultz-sous-Forêts comporte désormais trois puits connectés à un réservoir géothermique profond (5 km). A l'avenir, du fait de la mise en place d'une unité de production électrique, seule la modélisation numérique renseignera sur l'état du réservoir. Une compréhension poussée des propriétés géométriques de ce dernier est donc incontournable. C'est ce que propose ce travail, notamment en étudiant la prise en compte de la zone endommagée dans les modèles de faille.

Au cours de cette étude, les propriétés physiques de la zone endommagée (porosité, perméabilité, surface spécifique, conductivité thermique) ont été mesurées à différentes échelles et sur des échantillons présentant des structures et des faciès d'altération variés. La combinaison de ces mesures, et leur intégration dans différents modèles numériques, a notamment permis de mettre en évidence l'impact de la zone endommagée sur les transferts de chaleur et de matière, ainsi qu'une évolution particulière de la géométrie du réseau poreux avec l'altération.

Abstract

Known as the European geothermal project, the Soultz-sous-Forêts complex presents now three deep wells (5 km) connected to a hydraulically stimulated reservoir. The power plant building implies the end of deep stimulation and measurements, making future reservoir information limited to numerical modelling results. With that in mind, a precise knowledge of the reservoir geometry and properties is unavoidable. The aim of this study is to complete the knowledge of the damage zone petrophysical properties, and also to understand the behaviour of this part of the fault zone during a geothermal exploitation.

At different scales, physical properties (porosity, permeability, specific surface and thermal conductivity) were measured on samples showing various structures and alteration steps. Combination of these data and their integration into numerical models allows to describe the impact of the damage zone on heat and mass transfer, and also to understand part of the porosity development during alteration processes.